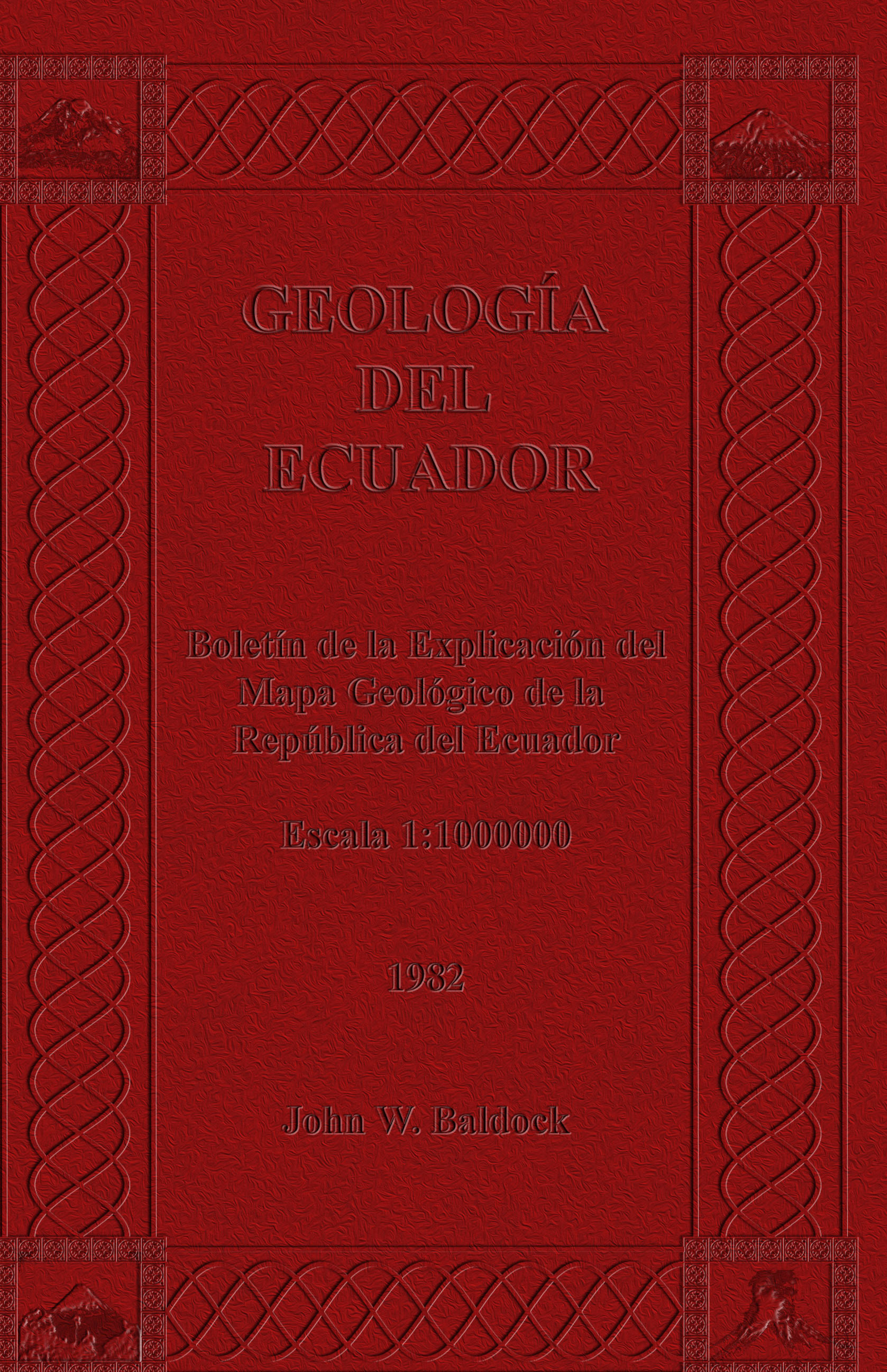


GEOLOGÍA DEL ECUADOR

Boletín de la Explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador

Escala 1:1000000

1982

John W. Baldock

Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos
Dirección General
de Geología y Minas
Quito, Ecuador

Instituto de Ciencias Geológicas
Consejo de Investigación
del Medio Ambiente Natural
Londres, Reino Unido

GEOLOGÍA DEL ECUADOR

Boletín de la Explicación del
Mapa Geológico de la
República del Ecuador
Escala 1:1000000
1982

por

J. W. BALDOCK (IGS)

Traducción al Español

por

D. G. G. M.

DIVISIÓN DE INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO - MINERA

CONTENIDO

FIGURAS

TABLAS

PREFACIO

En la historia de la ciencia geológica ecuatoriana se han publicado tres mapas de la República del Ecuador, el primer mapa está en escala 1:2000000 y se encuentra adjunto al libro Geología y Geografía del Ecuador por Theodoro Wolf (1892), el segundo a escala 1:1500000 fue compilado por Walter Sauer (1950), el tercero a escala 1:1000000 fue compilado por el Servicio Nacional de Geología y Minería y el Instituto Francés del Petróleo (I.F.P) 1969.

A través de un convenio con el Ecuador, el Gobierno de Gran Bretaña envió expertos geólogos que con el concurso de profesionales nacionales trabajaron durante ocho años con el propósito de desarrollar nuevas técnicas de trazado de mapas geológicos e investigación de recursos geológicos y mineros. Como resultado de estas investigaciones es el nuevo Mapa Geológico del Ecuador, escala 1:1000000; cuya mayor parte del material es fruto del levantamiento geológico sistemático, escala 1:100000 que la Dirección General de Geología y Minas realizó durante el período de 1972-1980.

El Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos por intermedio de la Dirección General de Geología y Minas, deja constancia de su agradecimiento al Gobierno del Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte; en especial al Dr. John Baldock por su valioso aporte al desarrollo de la Geología en el Ecuador, así como deja constancia de la satisfacción que representa entregar al país un mapa que es producto del esfuerzo científico de técnicos nacionales de esta Dirección, que han cooperado de un modo decidido en la elaboración de este aporte al futuro del Ecuador.

Ing. Jorge Matamoros Morán

DIRECTOR GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS

Quito, octubre de 1983

RESUMEN

El Ecuador ocupa una posición de importancia geológica fundamental: incluye parte de un centro de dispersión oceánica activa (la zona del rift de Galápagos, entre las placas de Cocos y Nazca) y parte de un área tipo, de subducción activa de Corteza Oceánica bajo la margen continental (placa Nazca, bajo la costa Oeste de Sudamérica). Es también el lugar de un importante cambio desde los "Andes Centrales", con litósfera continental en la costa, hacia los "Andes Norteños" con una densa, aislada e inactiva corteza oceánica debajo de la región costera. Este cambio posiblemente ocurre en una falla transformacional o sutura actualmente inactiva y oculta, con rumbo NNE, que separa corteza continental de corteza oceánica mesozoica "trasladada" (parte de la placa Proto-Nazca o Farallón), acrecionada a la placa Sudamericana. Los basaltos Piñón de la Costa del Ecuador representan ya sea esta antigua corteza oceánica o están directamente subyacidos por ella. En la Cordillera Occidental, fallas relacionadas entre sí empujaron y emplazaron tectónicamente una secuencia volcánica cretácica de arco de islas (Formación Macuchi) contra el eje metamórfico de la Cordillera Real. En gran parte del Ecuador los arcos volcánicos son por lo tanto ensiálicos (cuyo basamento es corteza continental engrosada), pero en el Norte y en Colombia, los arcos ocurren evidentemente hacia el Oeste de la sutura y sobreyacen directamente a litósfera oceánica antigua acrecionada. El Arco Volcánico marino cretácico está delimitado en el Sur del Ecuador por la Falla (¿o sutura?) Jubones, la que delimita al bloque siálico positivo Tahuín-Amotape del Precámbrico-Paleozoico Inferior, y forma el límite norte de la deflexión de Huancabamba, la que representa una zona de grandes cambios en el rumbo del cinturón móvil Sub-Brasilero/Pan-Africano (Proto-Andes) alrededor de la margen occidental del Núcleo Cratónico Guyano/Brasilero.

La Cordillera Andina divide la parte continental del Ecuador en tres regiones geológicas y geomorfológicas distintas. El Oriente, al este de la Cordillera Real, incluye la parte plana en la Cuenca Amazónica Superior y la zona Subandina de plegamiento, levantamiento y corrimiento.

Estratigráficamente el Oriente representa una cuenca sedimentaria pericratónica, de trasarco (*back-arc*), en la cual la Epiplataforma Paleozoica y los Sedimentos del Mesozoico Inferior (Formaciones Pumbuiza, Macuma, Santiago y Chapiza), fueron depositados sobre el Cratón estable de la Guyana. El volcanismo del Cretácico Inferior (Chapiza, Miembro Misahuallí) fue seguido por la sedimentación geosinclinal marina del Cretácico Superior (Formaciones Hollín, Napo y Tena). La sucesión Continental del Cenozoico (Formaciones Tiyuyacu, Chalcana, Curaray/Arajuno y Mesa) alcanzan un espesor máximo de unos 2500 metros a lo largo del eje de la cuenca del trasarco con rumbo Norte-Sur. Desde el Maestrichtiense (Tena) en adelante, el material clástico provenía de la parte occidental, evidenciado en una erosión subaérea del levantamiento de la Proto-Cordillera. La zona subandina fue deformada estructuralmente en un cinturón de pliegues y corrimientos de trasarco, durante la orogenia y el levantamiento andino en el Terciario. Está separada de la Cordillera Real por un importante sistema de fallas y corrimientos, a lo largo del cual tres complejos batolitos granitoides (¿Jurásico?) han sido intruidos debido, principalmente, al tectonismo.

La Sierra del Ecuador consiste en un cinturón de montañas formado por dos (o más) episodios orogénicos diferentes, el uno posiblemente Paleozoico y el otro Mesozoico Superior a Cenozoico. **La Cordillera Real**, al Este, comprende una zona lineal de rocas metamórficas principalmente de edad Paleozoica (Grupos Ambuquí, Llanganates y Zamora). Está estructuralmente ligada a rocas metamórficas similares en Colombia (Cordillera Central) y en Perú, donde el Arco Olmos y el Geoanticlinal Marañón representan el (raramente expuesto) basamento de la sucesión volcano-sedimentaria del Paleozoico-Mesozoico Superior. El núcleo de la Cordillera Real se considera así formando parte de un cinturón plegado peri-cratónico de edad sub-brasilide (Pan-Africano). El cambio en la dirección de los Andes, en la deflexión de Huancabamba, del rumbo de los Andes Ecuatorianos (NNE) al rumbo de los Andes Peruanos (NW) fue quizá establecido primero por este cinturón móvil Pan-Africano: esta diferencia, relativa a la subductante placa oceánica Mesozoica al Oeste, influenció subsecuentemente el desarrollo de los arcos volcánicos marginales de los Andes "Norteños" y Centrales" respectivamente. Hay evidencia que sugiere que la proto-Cordillera Real formó un rasgo positivo (quizá submarino) al final del Cretácico Inferior y que al menos parte de ella fue elevada y estuvo soportando erosión en el Maastrichtiense. Un segundo episodio orogénico (principalmente del Cretácico Superior al Paleoceno) afectaron probablemente a las rocas metamórficas más antiguas (la datación de la edad isotópica resulta por lo tanto confusa) y causó un metamorfismo de bajo grado en una parte de la cobertura volcano-sedimentaria del Mesozoico Superior (Grupo Paute).

La Cordillera Occidental comprende un cinturón con rumbo NNE de rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico al Terciario Inferior (Formación Macuchi), la que se desarrolló como un Arco (¿de isla?) probablemente de la cuenca marginal de un Eugeosinclinal (¿ensimático?) al Oeste del eje positivo del cinturón metamórfico de la Proto-Cordillera Real. El volcanismo estuvo acompañado por sedimentación intra-arco marino (Formaciones Macuchi-"Miembro Chontal", Silante, Yunguilla y Unacota). Los volcánicos del arco Macuchi fueron posteriormente deformados, y localmente metamorfizados y elevados por numerosas fallas con rumbo NE (las que probablemente estaban conectadas con la sutura principal Guayaquil), para finalmente ser emplazados tectónicamente, quizá en bloques separados, los que actualmente exponen rocas de diferentes edades; en la Cordillera Occidental sobre o contra el Cinturón Metamórfico plegado pericratónico (ensiálico). Al Sur de la Falla Jubones, los volcánicos del Cretácico (Formación Celica) fueron depositados subaerealmente sobre el bloque positivo Tahuín y dentro de la cuenca Alamor (Grupo Alamor), y en una parte de la cuenca peruana del NW, los que están ligados con otros volcánicos similares en el Perú (Arco-Casma). Los Plutones granitoides del Cretácico al Terciario están ampliamente dispersos por toda la Sierra: el segmento más norteño del gran Batolito costero del Perú está posiblemente delimitado por la zona de la Falla Jubones, al Norte de la cual yace una provincia plutónica distinta principalmente del Terciario (quizá del Neógeno). Rocas volcánicas continentales Cenozoicas (sedimentarias en menor cantidad) cubren grandes áreas de la Sierra, especialmente dentro del valle interandino (y otras cuencas intermontanas), un graben se formó evidentemente a lo largo de fallas reactivadas, o de una línea de debilidad entre las Cordilleras, durante el levantamiento del Neógeno y el arqueamiento del Cinturón montañoso andino. El volcanismo plio-cuaternario en la Sierra posiblemente indica la continuación de la subducción activa a lo largo de una zona de Benioff buzando hacia el Este, bajo los Andes.

La Costa comprende la extensa, plana e interna cuenca del Guayas al Oeste de los Andes, así como también la cadena de montes marginales y la zona costera propiamente dicha. Geológicamente la región representa una cuenca sedimentaria de un Ante-Arco perteneciente al Cretácico Superior o al Cenozoico, con un basamento de basaltos del Cretácico Inferior (Formación Piñón); grandes anomalías gravimétricas positivas indican que no existe litósfera continental: ésta y otras evidencias (por ejemplo virtual ausencia de rocas plutónicas granitoides) sugieren que la Costa es fundamentalmente diferente no sólo de la Sierra sino también del Sur de la región costera que continúa hacia el Perú. Desde el Golfo de Guayaquil hacia el Norte, la parte Oeste del Ecuador (y Colombia) está probablemente subyacida por corteza oceánica inactiva del Mesozoico, la que fue "transportada" a lo largo de la sutura o zona de falla cubierta Guayaquil-Babahoyo-Santo Domingo. En el Ecuador la sutura cubierta que separa la corteza oceánica de la Costa, de la Corteza Continental que actualmente se cree subyace los arcos volcánicos de la Cordillera Occidental, ocurre por lo tanto al Oeste de los Andes; muy al Norte del Ecuador y en Colombia, este cambio fundamental puede darse debajo de la Cordillera Occidental (Falla Romeral). Los basaltos Piñón de la costa ecuatoriana, podrían representar el piso oceánico antiguo, o pueden ser volcánicos del arco primitivo, sobreyaciendo directamente. La Piñón está cubierta por sedimentos pelágicos con algunos volcánicos del Cretácico Superior (Formación Cayo) depositados en una cuenca marginal ensimática Ante-Arco (en el trecho arco-fosa). La subsidencia diferencial continua permitió la acumulación de sucesiones sedimentarias del Terciario de gran espesor, en tres centros de depósitos principales: más de 9000 metros en la cuenca Progreso y por lo menos 4000 metros en las cuencas Borbón y Manabí.

En la cuenca Progreso el derrumbamiento submarino a gran escala en el Eoceno Superior dio lugar al emplazamiento de un Complejo Olistostrómico gigante (Santa Elena), suprayacente a una delgada capa de caliza turbidítica de aguas profundas (Formación San Eduardo); este derrumbamiento fue sucedido por una sedimentación marina normal en el Neógeno (Formaciones Tosagua, Progreso y Puná). Al Norte del levantamiento Chongón-Colonche, que tiene un rumbo WNW, se depositaron sedimentos equivalentes al Eoceno y al Plioceno, en las cuencas de Manabí y Borbón (Formaciones San Mateo, Punta Blanca, Zapallo, Playa Rica, Viche, Grupo Daule y la Formación Balzar). El levantamiento de las colinas costeras en el Neógeno Superior causó un desplazamiento del eje de deposición hacia el Este, muy cerca del borde occidental del Cinturón Andino que se estaba levantando, de modo que los potentes depósitos de piedemonte y de estuario pertenecientes al Plio-Cuaternario fueron depositados en la cuenca Guayas. La sedimentación marina y de estuario continuó particularmente en la cuenca del Golfo de Guayaquil-Jambelí, donde depósitos superiores a los 10km han sido comprobados.

Costa afuera, la estrecha plataforma continental y pendiente terminan en la fosa ecuatoriana, la que marca el borde de la placa Sudamericana (con su pedazo de corteza oceánica Mesozoica acrecionada), debajo de la cual la corteza oceánica Neógena de la placa activa Nazca está siendo subductada. Las Islas Galápagos se sitúan unos 1000 km al Oeste de tierra firme, al borde Norte de la placa Nazca, cerca del centro activo de dispersión Cocos-Nazca con rumbo E-W (*Galápagos rift zone*). Las Islas están compuestas de rocas volcánicas Plio-Cuaternarias (basaltos olivínicos-alcalinos, tobas y basaltos toleíticos) que son la parte más superior de unos 15 volcanes-escudo inmensos que se elevan más de 4500 metros sobre el piso oceánico (Plataforma Galápagos), en la confluencia de las Cordilleras Cocos y Carnegie, las que representan corteza oceánica engrosada, generada en la zona activa del "Rift" de Galápagos.

Los recursos minerales del Ecuador están dominados por las reservas de gas natural y petróleo, los que aparecen tanto en la cuenca sedimentaria del Ante-Arco (Santa Elena y Golfo de Guayaquil), como en los campos productivos de la cuenca Tras-Arco del Oriente (cuenca Napo). Estas fuentes de energía son las más importantes y una singular partida de activos en el desarrollo económico del país; hasta ahora los recursos minerales no son muy significativos y sólo una pequeña mina metalífera está en operación, aunque existe un considerable potencial de material no metálico (materiales para construcción, calizas y quizá fosfatos).

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Geografía y Geomorfología

La República del Ecuador está situada en la Costa Oeste de Sudamérica, entre Colombia y Perú, geográficamente predominan los Andes que dividen la parte continental en tres regiones naturales muy distintas; regiones que no sólo son simples expresiones geomorfológicas, sino que también reflejan fundamentalmente ambientes geológicos diferentes. Hacia el Este se encuentra una zona baja denominada "Oriente" y parte de la cuenca Amazónica Superior la cual se levanta hacia el Oeste desde una altura promedio de sólo 200 metros a cerca de 800 metros sobre el nivel del mar y más de 2000 metros en la zona Subandina. La Zona Andina o "Sierra" que se eleva hasta los 4000 metros con varios volcanes que alcanzan los 6000 metros, está dividida en Cordillera Oriental o Real y Cordillera Occidental por el Callejón Interandino y otras cuencas intermontanas discontinuas. La zona costanera (Costa), incluye varias Cordilleras pequeñas (de 200 a 600 metros) hacia el Pacífico, así como la extensa baja e interna región de la Cuenca del Guayas al Oeste de los Andes.

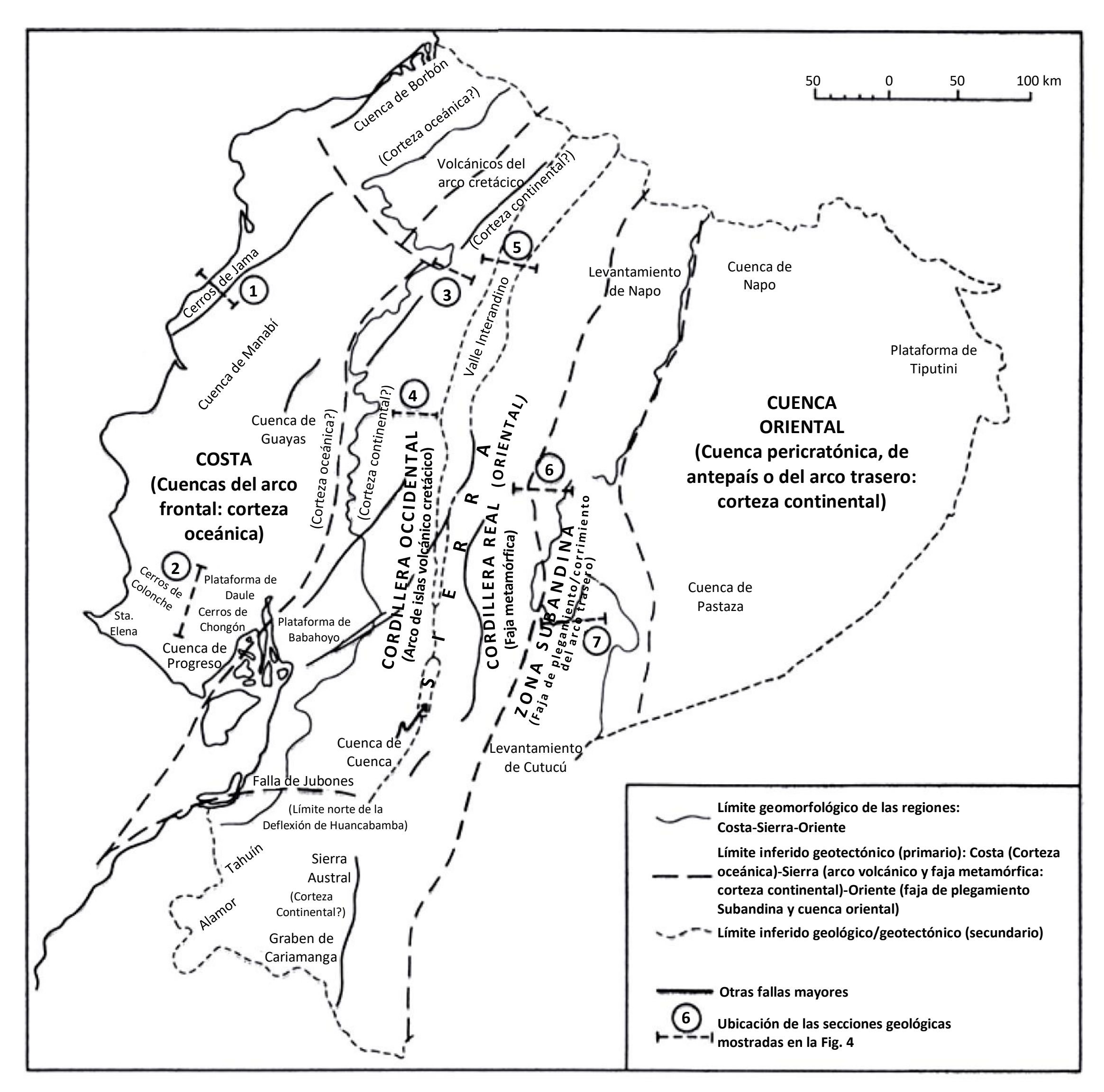


Figura. 1 Estructura geológica y geomorfológica del Ecuador

Costa afuera la angosta plataforma y el talud continental, están limitados actualmente por la fosa submarina que alcanza profundidades de más de 3000 metros, detrás de la fosa el piso oceánico de la cuenca submarina es más uniforme, pero la Cordillera Transversal Carnegie es un rasgo prominente especialmente donde se une a la Cordillera Cocos formando la Plataforma Galápagos, sobre la cual se ha edificado las Islas Galápagos, constituyendo la cuarta y separada región del Ecuador, a unos 1000 km al Oeste del Continente.

1.1.1 Oriente

El “Oriente” del Ecuador incluye tanto la inmensa región plana cubierta de jungla que forma parte de la cuenca Amazónica superior como la zona subandina que está caracterizada por empinadas montañas de espesa vegetación. El clima es tropical y la pluviometría es muy elevada en todas partes. El Oriente propiamente dicho comprende una cuenca Terciaria de sedimentos que yacen horizontalmente con mesas y terrazas disectadas. Los ríos más importantes (Aguarico, Napo, Pastaza, Santiago) determinan las principales características morfológicas y son las rutas de acceso. Carreteras recientemente construidas y un oleoducto (Trans-Andino) conectan con los campos petroleros en el Nororiente. La compleja zona subandina comprende las estribaciones que alcanzan hasta 2000 metros de altura formadas por el Levantamiento Napo al Norte y el Levantamiento Cutucú al Sur, en los que sedimentos Mesozoicos plegados y cabalgados están expuestos.

El acceso es difícil especialmente en las Cordilleras de Lumbaquí, Galeras (al Norte) y en las Cordilleras Cutucú y El Cóndor (al Sur) donde restan grandes áreas por mapearse. Volcanes activos (Reventador y Sumaco) se encuentran en la parte Norte.

1.1.2 Sierra

Los Andes forman la columna vertebral del Ecuador, atravesando completamente el país de SSW a NNE, pero el ancho aquí es sólo de unos 150km, mucho más angosto que en el resto de la cadena montañosa. La altura de la Cordillera llega hasta los 4000 metros, pero la Sierra Norte y Central está dominada por volcanes cubiertos de nieve que llegan alrededor de 6000 metros de altura. La región está caracterizada por numerosos ambientes microclimáticos, determinados ampliamente por la altitud y por las condiciones geomorfológicas locales. El valle interandino o graben se halla dividido en varias cuencas rellenadas con depósitos sedimentarios y piroclásticos cenozoicos, que separan la Cordillera Real (Oriental) de la Occidental. Al Sur esta división es menos clara, pero cuencas intermontanas (cuenca Nabón, Loja, Malacatus) son rasgos geomorfológicos todavía importantes. Los valles yacen a una altura que fluctúa entre los 2500 a 3000 metros y acogen a centros de mayor población de la Sierra (Quito, Ambato, Riobamba, Ibarra, etc.). La Cordillera Real constituye una remota región en la que subyacen rocas metamórficas, en parte cubiertas por Volcánicos Cenozoicos, incluyendo algunos de los principales estrato-volcanes. Unas zonas de mesetas altas relativamente angostas caen abruptamente al valle interandino y hacia el Este a la zona subandina. Los ríos están profundamente encañonados y son de difícil acceso. La Cordillera Occidental comprende principalmente volcánicos del Mesozoico y rocas sedimentarias secundarias, algunas de las áreas altas están cubiertas por volcánicos del Neógeno. Las gradientes son extremadamente empinadas, especialmente en el flanco Oeste, donde las diferencias de altitud de 4000 metros ocurren sobre distancias de apenas 25km, los Andes de esta formación dan paso a la cuenca del Guayas. La Cordillera Occidental es profundamente disectada por los ríos principales, muchos de los cuales corren paralelos por distancias considerables al rumbo de los Andes. Las principales rutas de comunicación han sido trazadas a lo largo de los valles de ríos de fuertes y peligrosas pendientes. La Sierra en su parte Sur presenta altitudes menores, pero permanece profundamente disectada. Más al Sur, hacia el Perú el régimen climático empieza a ser más árido.

1.1.3 Costa

Al Oeste de los Andes descansan las horizontales, bajas y fértiles llanuras de la cuenca del Guayas, cubiertas con Sedimentos Terciarios y materiales de acarreo fluvial Cuaternario, y, en el Norte la cuenca Terciaria Esmeraldas-Borbón ligeramente más disectada.

El clima es cálido, húmedo y tropical. Esta zona interior está limitada al Oeste por una Cadena Montañosa Costanera entrecortada (conocida como las montañas de Jama-Mache, Cerros de Manta y Cordillera Chongón Colonche), compuestas de núcleos de rocas volcánicas y sedimentarias del Mesozoico, superpuestas por Sedimentos Terciarios. Estas montañas y la estrecha zona costanera en la margen del Pacífico, especialmente en la península de Santa Elena, tiene un clima semiárido, excepto en las regiones Norteñas (Esmeraldas) y Sureñas (Guayaquil-Machala). Las comunicaciones son buenas a excepción de la región de Muisne, con puertos principales y centros de población en Guayaquil, Manta y Esmeraldas.

1.1.4 Región Insular

Las Islas Galápagos están situadas a unos 1000km al Oeste de la parte continental, convergiendo como un escudo de volcanes desde la Cordillera Submarina Carnegie. El Archipiélago descansa en la línea ecuatorial, pero está bañado por la corriente fría de Humboldt, dándole las condiciones únicas tanto climáticas como ecológicas y geomorfológicas.

1.2 Marco Geológico

Las cuatro divisiones geomorfológicas del Ecuador reflejan diferencias fundamentales del marco tectónico geológico y subyacente del país (Fig. 1). Algunas de estas diferencias son claras y sin discusión, pero otras tienen diferente grado interpretativo. La Estratigrafía Cretácica y Cenozoica, la Historia Volcánica y Magmática del Ecuador, pueden ahora ser descritas con algún grado de confianza, aunque permanecen diferencias en la interpretación de los mecanismos tectónicos.

La falta de datos dificulta considerablemente la descripción de la Geología pre-Mesozoica y del Mesozoico Inferior, especialmente aquellas de las rocas metamórficas de la Cordillera Real, se consideran más difíciles de describir.

El Ecuador es parte de un área tipo, toda la costa Oeste de Sudamérica está sujeta a una subducción activa de una placa oceánica debajo de la litósfera continental. Este régimen de placa tectónica ha sido claramente la fuerza dominante en el desarrollo de la estructura geológica de la región, probablemente desde los tiempos del Cretácico o quizá mucho más temprano. Aparte de una pequeña área al Sur de la Sierra donde están expuestas rocas más antiguas, poco es lo que se conoce relativo a la Historia pre-Cretácica de la Costa y de la Sierra. La Geología del Oriente en el Paleozoico y en el Mesozoico Inferior y quizá la de una Proto-Cordillera, puede haber estado relacionada con el desarrollo del cinturón móvil Pan-Africano/Brasilero o a la orogenia Caledoniana, en el margen Suroeste del Cratón de Guyana, seguido por un diastrofismo, como un resultado de polifase del tectonismo andino.

Adicionalmente a la división tripartita de la parte continental, el marco geológico del Ecuador ha sido afectado por la segmentación tectónica transversal de la cadena andina.

El cambio entre los Andes Centrales y Norteños ocurre en la deflexión de Huancabamba (Gansser, 1973) a través de la cual los Andes cambian de dirección, de NW en el Norte peruano, a NNE en el Ecuador (Fig. 1). Esto se refleja en el cambio de un basamento ensiálico (rocas metamórficas félsicas y abundantes rocas plutónicas) a una provincia ensimática (basaltos cretácicos), la cual en los cerros de Chongón-Colonche toma un rumbo WNW, virtualmente en ángulo recto a la dirección andina, mientras costa afuera la Cordillera Carnegie mucho más joven tiene también una dirección oeste.

Otro segmento límite, puede ocurrir al Norte del Ecuador, desplazando los Volcánicos Cretácicos de la Cordillera Occidental (Fig. 1). En el Oriente las diferencias transversas no son tan evidentes, pero pueden o no ocurrir en el ensamblaje metamórfico de la Cordillera Real.

1.2.1 Oriente

El Oriente puede ser geológicamente subdividido en dos: la plataforma tectónicamente más estable del Oriente propiamente dicho y la zona subandina estratigráficamente similar, la que está estructuralmente ligada a los Andes.

Todo el Oriente a profundidad es subyacido por rocas cristalinas arcaicas del Escudo Guyanés, sobre el cual se depositaron los sedimentos del Paleozoico y Mesozoico Inferior de la plataforma epicontinental (Formaciones Pumbuiza, Macuma y Santiago, actualmente expuestas sólo en la zona subandina), durante varias transgresiones marinas de diferente extensión. En el Mesozoico Superior (Chapiza) las condiciones continentales fueron sucedidas por una transgresión marina cretácica, durante la cual se depositaron sedimentos delgados (miogeosinclinal) (Hollín, Napo, Tena), sobre una amplia cuenca antepaís (Pericratónica). Los sedimentos del Cenozoico llegan a un espesor de 1500 a 2000 metros en el extremo Este del Ecuador (Plataforma Tiputini) pero alcanzan un espesor de 2500 a 4000 metros en una cuenca alargada Tras-Arco con rumbo Norte-Sur. La cuenca se profundiza hacia el Norte y más evidentemente hacia el Sur del Oriente Central y es precisamente a lo largo de este eje que se han descubierto los pozos petrolíferos del Nororiente ecuatoriano. La depresión es limitada al Oeste por el cinturón de pliegues volcados hacia el interior, del Tras-Arco (¿Back-Arc?) de la zona Subandina (Fig. 1) la que fue sometida al levantamiento en el Terciario Superior (Levantamiento Napo y Cutucú).

Este cinturón está caracterizado por fallas de corrimiento de elevado ángulo fuerte y por pliegues desde empinados hasta abiertos. El levantamiento posterior y la erosión, dejaron expuestas a las rocas del Paleozoico Superior al Terciario (Mioceno), en parte cubiertas por depósitos plio-cuaternarios de piedemonte de la Cordillera levantada. Tres batolitos importantes han sido emplazados a lo largo del margen Occidental del Cinturón, aparentemente resultado del tectonismo y del nivel de erosión actual.

1.2.2 Sierra

Una zona importante de corrimientos que atraviesa longitudinalmente a todo el Ecuador, separa el cinturón plegado del Tras-Arco Subandino, de las rocas metamórficas de la Cordillera Real. Algunas partes de los flancos Occidental y Oriental del cinturón metamórfico evidentemente subyacen rocas metamorfizadas del Mesozoico.

El núcleo y la mayoría de la Cordillera Real, sin embargo, están compuestas de rocas metamórficas paleozoicas (¿o talvez más antiguas?), formadas durante el evento orogénico (Caledoniano) Brasilero/Pan-Africano y afectado por varios sucesos orogénicos posteriores (Sub-Herciniano, Laramídico y Andino). Hay evidencia de que rocas metamórficas pre-Cretácicas y probablemente Paleozoicas, con un rumbo Norte-Noreste están bastante expuestas en la parte Sur de la Cordillera Real y en su prolongación SSW.

En qué proporción esta región permaneció como un eje positivo durante el Mesozoico y el Terciario, es aún incierto. Más al Norte, al Este de Cuenca, rocas metamórficas del Mesozoico Superior Grupo Paute (metavolcánicos, pizarras y filitas) pueden ser distinguidas del Grupo Zamora (¿Paleozoico?), pero el contacto aún no ha sido cartografiado: podría ser fallado (corrimiento?). En la parte Central y Norte del Ecuador los esquistos de los Grupos Llanganates y Ambuquí tienen ciertas similitudes con aquellos del Grupo Zamora y son tentativamente asignados al Paleozoico. Hacia el Norte se correlacionan con rocas metamórficas que han sido consideradas Paleozoicas y Precámbricas en el extremo Sur de Colombia. A lo largo de gran parte de su longitud la Cordillera Real está cubierta por Volcánicos Cenozoicos generalmente sobreyaciendo directamente sobre rocas metamórficas y está limitada al Oeste por las depresiones, o grabens fallados del Valle Interandino (desde el límite con Colombia hasta Riobamba), por la cuenca de Cuenca y por las depresiones de Cariamanga y Gonzanamá, rellenas de material sedimentario y volcánico del Cretácico Superior y Cenozoico. La Cordillera Occidental está principalmente constituida por una potente secuencia de depósitos volcanoclásticos y lavas andesíticas del Cretácico al Paleógeno (Formación Macuchi).

Las lavas tienen texturas espilíticas y exhiben estructuras de almohadillas. Sedimentos marinos turbidíticos intercalados están presentes especialmente en la parte Norte del Ecuador, donde el Miembro Chontal de la Macuchi está bien desarrollado, la sucesión probablemente representa un ensamblaje volcánico de arco de isla (eugeosinclinal) principalmente de origen submarino de aguas relativamente profundas. La secuencia puede haber sido depositada en una cuenca ensiálica probablemente con un basamento de litósfera continental (rocas metamórficas) excepto en el extremo norte donde hay evidencia (gravimétrica) de un cambio hacia un arco ensimático. La Formación Macuchi se extiende desde las inmediaciones de la parte Norte de la Falla Jubones, hacia el límite con Colombia y aún más allá donde se le conoce como el “Grupo Diabasa”. El mapeo reciente indica que no hay mayores cambios litológicos a través de la zona de falla de Pallatanga. Sin embargo, también se sabe en la actualidad que la Macuchi no es un simple ensamblaje de arco volcánico continuo con rumbo Norte, en algunos lugares está cubierta por sedimentos fosilíferos del Maastrichtiense (Formación Yunguilla), mientras en otras localidades la “Macuchi” contiene faunas eocénicas, particularmente asociadas con el desarrollo local de calizas. La Macuchi probablemente representa una secuencia de Arco de Islas Volcánicas, formado durante el período Cretácico Superior al Eoceno, quizás en dos fases importantes de actividad y posteriormente emplazadas tectónicamente en una serie de fallamientos (tipo “cola de caballo”) con un rumbo Noreste. La dirección general hacia el Norte sugiere que el borde del Escudo y el Cinturón móvil-metamórfico estabilizado de la Proto-Cordillera Real jugó un rol importante en esta configuración.

Al sur del Ecuador el Arco-Volcánico parece haber sido formado subaerealmente con depositación parcial sobre un bloque positivo micro-cratónico Paleozoico (la cordillera transversal Tahuín-Amotape), y otra parte en una depresión marina (Grupo Alamor). Estas rocas volcánicas más al Sur del Ecuador son denominadas como Formación Celica del Cretácico Inferior, están limitadas al área Sur del Río Jubones y al Este del sistema de fallas el primero de los cuales delimita la margen Norte de los metamórficos Paleozoicos (Grupo Tahuín). El Arco Volcánico continúa hacia el Sur y está bien desarrollado en el Perú, donde se le conoce como el Grupo "Casma", que exhibe tanto la facies submarina como la subaérea. Las rocas "Casma" forman la envoltura del gran "batolito costanero" del Perú (Cobbing et al., 1981), el cual continúa al menos en el Sur del Ecuador, en donde está presente como el Batolito Tangula y otros cuerpos intrusivos relacionados (Fig. 2). La continuidad geográfica del volcanismo desde Perú hasta Colombia sugiere que la sección ecuatoriana del Arco también se formó como resultado de una subducción sobre una fosa antigua, más o menos continua, localizada a poca distancia al Oeste del Antepaís Cratónico.

Los volcánicos andesíticos del Cretácico Superior y del Eoceno están recubiertos respectivamente por sedimentos marinos y volcanoclásticos del Maastrichtiense-Paleoceno (Formación Yunguilla) y del Eoceno (Formación Unacota). Sedimentos del Mioceno y depósitos volcánicos del Neógeno al Cuaternario, incluyendo algunos estrato-volcanes importantes, cubren la Macuchi en algunas áreas, particularmente las partes más altas de la Cordillera Occidental. Numerosos cuerpos plutónicos, probablemente de edad Terciaria, intruyen la secuencia del Cretácico Superior al Eoceno, pero la mayoría de las intrusiones son relativamente pequeñas, a excepción del Batolito de Apuela al Norte del Ecuador (Fig. 2).

1.2.3 Costa

La Costa comprende la totalidad de la región Oeste de los Andes y representa la cuenca joven de Ante-Arco del Cretácico al Terciario (o Series de cuencas formadas en el trecho arco-fosa) subyacida por volcánicos basálticos (Formación Piñón), probablemente de edad del Cretácico Inferior, que afloran en las Cordilleras Chongón-Colonche y Jama-Mache (Fig. 1). Datos gravimétricos (Feininger, 1977) indican que la Piñón no puede estar subyaciendo a la corteza continental félsica y análisis químicos indican que los basaltos son toleíticos, algunos podrían ser oceánicos, otros de origen de arco de islas. La "Piñón", sin embargo, puede representar material de piso oceánico, o está directamente subyacida de corteza oceánica Mesozoica, acrecionada a la placa continental sudamericana y es suprayacida por rocas sedimentarias y volcanoclásticas del Cretácico Superior (Formación Cayo) las que parecen correlacionarse con los volcánicos del Arco de Isla de la "Macuchi" de la Sierra. La sedimentación del Terciario en la Costa empezó en el Eoceno y continuó en depresiones obstruidas falladas y cuencas discontinuas de Ante-Arco, finalizando en secuencias de hasta 9km de espesor (cuenca progreso) en la parte Sur del Ecuador y hasta 4km de espesor (cuencas Manabí y Borbón) en la parte central y norte del Ecuador. Desbordamientos submarinos a gran escala en la cuenca Progreso, permitieron emplazamientos de rocas alóctonas cretácicas del Eoceno (Complejo Olistostrómico Santa Elena).

En la parte Norte del Ecuador al Sureste de la cuenca Borbón, la secuencia del Terciario aparentemente sobreyace andesitas de Arco de Islas (Macuchi); no es aún muy claro si en esta región las estribaciones andinas particularmente comprenden la Piñón, pero parece probable que material de corteza oceánica pueda subyacer a la Macuchi en esta área. En la parte Central y Sur de la Costa, el levantamiento de las Cordilleras marginales en el Neógeno causó un desplazamiento del eje de la depresión sedimentaria, un considerable espesor de material fluvial y piedemonte fue depositado muy cerca al levantamiento de los Andes en la cuenca Guayas – golfo de Guayaquil, esto oculta completamente el supuesto cambio de la litósfera félsica, debajo de la Cordillera, al ambiente de corteza oceánica de la costa (Fig. 1). A parte del granito muy pequeño de Pascuales, no se conocen rocas plutónicas en la costa ecuatoriana, lo cual refleja la diferencia entre este sector del Norte Andino y el Centro Andino del Perú.

1.2.4 Región Insular

Las Islas Galápagos se encuentran en el lado Norte de la Placa Nazca, en la intersección de las cadenas submarinas Carnegie y Cocos, aproximadamente a media vía entre la costa sudamericana y el levantamiento de la dorsal submarina Pacífico Este. El Archipiélago comprende 14 Islas principales y numerosos islotes, todos constituidos por rocas volcánicas Plio-Cuaternarias, mayormente derivadas de los 15 escudos volcánicos mayores que se elevan más de 4500 metros desde el piso oceánico o plataforma Galápagos. Las Islas han sido clasificadas dentro de 5 grupos (Hall, 1977), mayormente comprende típicos escudos volcánicos o sus remanentes parcialmente disectados y compuestos de basaltos toleíticos pobres en olivino (Isla Fernandina e Isabela) o basaltos alcalinos olivínicos (Santiago, Santa Cruz, Floreana y parte oeste de la Isla San Cristóbal). Un grupo distinto (Española, Santa Fe, Baltra y partes de la Santa Cruz y San Cristóbal) comprenden bloques levantados de basaltos submarinos más antiguos, ocurren ocasionalmente con intercalaciones de calizas.

1.3 Fuentes de datos para la compilación del Mapa Geológico Nacional

El interés en la Geología del Ecuador ha sido estimulado durante las dos últimas décadas, por la teoría de la tectónica de placas y por la realidad del descubrimiento de petróleo en las cuencas sedimentarias, tanto en el Ante-Arco (Santa Elena) como en el Tras-Arco (Napo).

Una vasta cantidad de invalorable información geológica ha sido recopilada por varias compañías petroleras, especialmente en el trabajo inicial de la Shell (Tschopp, 1953), pero una gran cantidad de esta información no es fácilmente accesible y parte es confidencial. La versión anterior del Mapa Geológico del Ecuador (de la DGGM, 1969) estuvo basada en esta información temprana y en levantamientos geológicos de reconocimiento realizados por el IFP (Instituto Francés del Petróleo) (Faucher y Savoyat, 1973; Faucher et al., 1971; Savoyat et al., 1970; Sigal, 1968).

El mapeo geológico sistemático en el Ecuador empezó en 1969 con la cooperación técnica de Francia e Inglaterra, y continuó desde 1972 hasta 1980 con la cooperación británica del IGS (Instituto de Ciencias Geológicas). Más de 60 mapas geológicos a escala 1:100000 se han publicado hasta ahora, cubriendo la mayor parte de la Costa y Sierra, excepto al Noroeste, éstos forman parte de la base del Nuevo Mapa Geológico Nacional del Ecuador. En la compilación de otras áreas, tales como el Oriente, la reexaminación e incorporación de información tomada de mapas geológicos originales (Shell y otros), ha sido combinada con aquellos trabajos más recientes de las compañías petroleras (AEOC, TEXACO, CEPE) y otras instituciones ecuatorianas (DGGM, INECEL, CLIRSEN, CEEA).

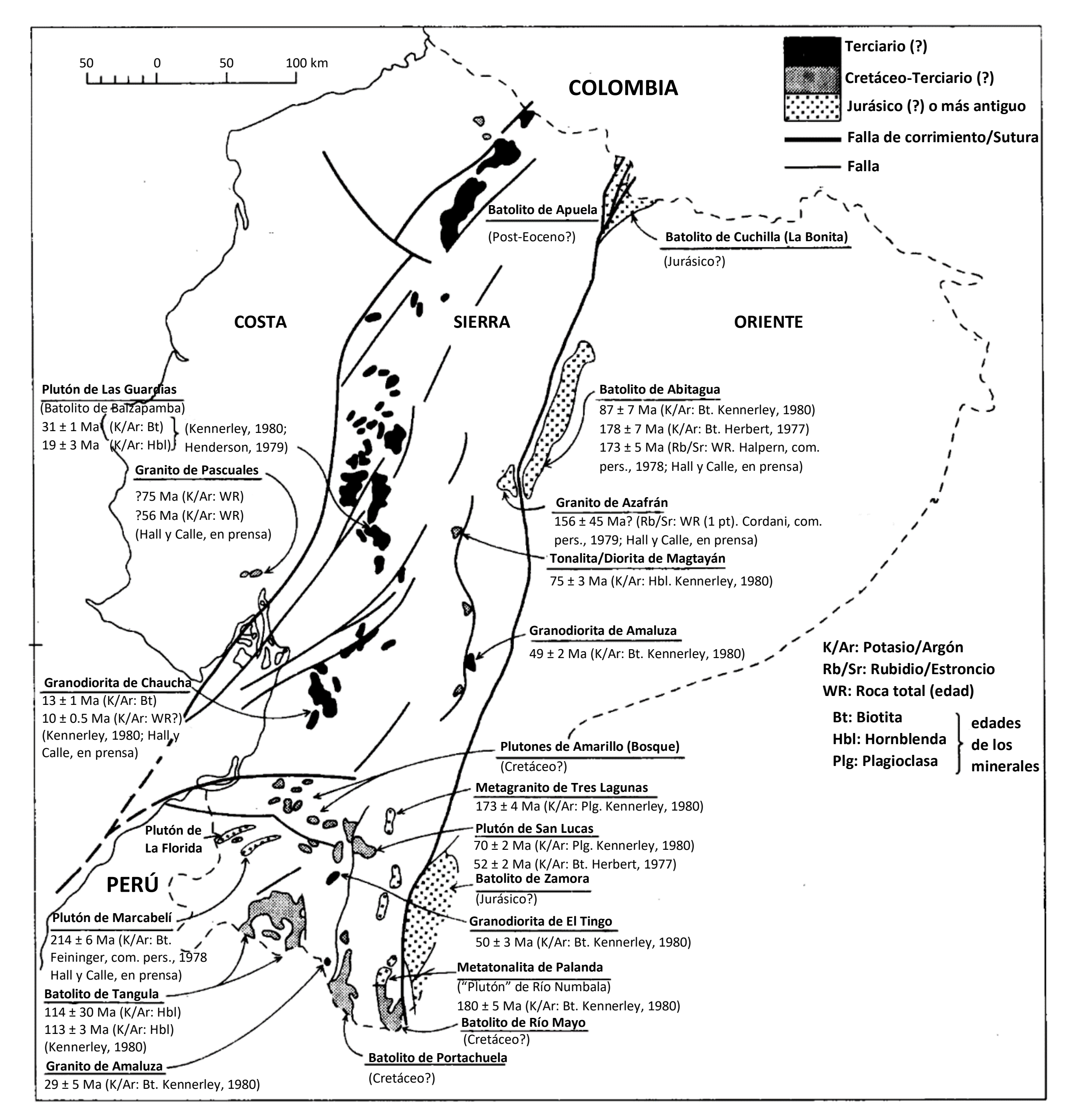


Figura. 2 Distribución y edades inferidas de las rocas plutónicas del Ecuador

Gran parte de la investigación geológica sistemática, naturalmente, se ha debido al Mapeo Regional, pero ésta ha sido incrementada por estudios específicos de ciertas áreas pequeñas o por aspectos especiales de la Geología ecuatoriana. Por ejemplo, geólogos del IGS, han reexaminado parte de las sucesiones sedimentarias del Terciario de la Costa y cuencas intermontanas (Bristow, 1973, 1976; Evans y Whittaker, en impresión) y el Arco de Islas Volcánicas del Cretácico al Eoceno (Henderson, 1979). Geólogos de la EPN han descrito rocas Pre-Cretácicas de la región de Tahuín en El Oro (Feininger, 1980) y han elaborado una Historia del Volcanismo reciente del Ecuador (Hall, 1977). Una síntesis de la Geología del Ecuador ha sido publicada (en inglés) por el IGS (Kennerley, 1980). Un léxico actualizado detallando la estratigrafía del Ecuador, es en la actualidad una invalorable fuente de información geológica (Hoffstetter y Bristow, 1977), mientras una bibliografía adicional sobre la Geología del Ecuador ha sido publicada recientemente (Bristow, 1981). Esta explicación señala las recientes publicaciones, particularmente las realizadas por Tschopp (1953), Sauer (1965), Canfield (1966), Colman (1970), Campbell (1970, 1974).

2. GEOLOGÍA DEL ORIENTE

El Oriente es parte de la plataforma Pericratónica o cuenca del Tras-Arco desarrollado entre el Cratón Guyanés al Este y, el cinturón móvil Andino y el Arco Volcánico al Oeste, es un ambiente tectónico-sedimentario que se extiende desde Venezuela a Bolivia sobre el Este de los Andes.

Aunque estratigráficamente es una sola región, la cuenca Oriental del Ecuador estuvo dividida en dos provincias estructurales en el Terciario Superior, cuando la zona Subandina, que parcialmente corresponde a la Cordillera Oriental de Colombia, fue sometida al tectonismo andino.

2.1 Estratigrafía

Una secuencia de sedimentos Mesozoicos Terciarios algunos de 8 a 12km de espesor, fueron depositados en la cuenca Oriental por una sucesión de ciclos sedimentarios separados por períodos erosivos.

Las condiciones marinas en el Jurásico Inferior y en el Cretácico Superior, contrastan con los sedimentos del Jurásico Superior, Cretácico Inferior y Terciario que son mayormente de agua dulce y salobre o de origen continental. Rocas Paleozoicas no metamorfizadas, afloran sólo en la zona Subandina, pero probablemente ocurren como delgados depósitos de plataforma sobreyaciendo directamente; existe basamento antiguo (Precámbrico-Escudo Guyanés) en algunos lugares debajo de la gruesa cubierta Mesozoica-Terciaria. Los equivalentes metamorfizados de las rocas paleozoicas (y de aguas profundas?) pueden formar parte de la Cordillera Real.

2.1.1 Basamento Metamórfico

Rocas del basamento metamórfico afloran actualmente en el Oriente ecuatoriano. “Esquistos” fueron registrados en la perforación Tiputini y otras. Están directamente cubiertas por La Hollín, pero es incierto si éstas representan a las rocas cristalinas precámbricas del Escudo Guyanés, el cual está expuesto en la parte Sureste de Colombia.

2.1.2 Formación Pumbuiza (Devónico?)

Pizarras grises a negras en algunos lugares grafíticas y areniscas cuarcíticas duras de grano fino, forman el núcleo de un bloque anticlinal fallado en bloques en el levantamiento Cutucú de la zona Subandina y representan las rocas más antiguas de la región. No se conoce el espesor ni la base de la Formación, pero está discordantemente sobrepuesta por calizas carboníferas de la Formación Macuma. Reportes de fósiles de Braquiópodos (Lingula) admiten una edad Devónica siendo asignada a “Pumbuiza”. La extensión original de ella también es desconocida.

2.1.3 Formación Macuma (Carbonífero Superior)

La Formación Macuma también aflora solamente en la zona Subandina; comprende una gruesa secuencia de 1500 metros de espesor de calizas bioclásticas con intercalaciones de pizarras, margas y finas areniscas de edad Carbonífero Superior (Westfaliense o Pensilvánico Inferior). Se ha hecho una subdivisión en dos miembros basada en la evidencia litológica y de fauna (Spirier, Fenestella, Terebrátula, Fusulinella) (Bristow y Hoffstetter, 1977), además, la extensión de estos depósitos de plataforma no es desconocida. Las calizas de la Macuma sobreyacen a la “Pumbuiza”, en el Norte del levantamiento Cutucú; ellas están sobrepuestas por las capas rojas de la Formación Chapiza, que sugiere que la Formación Santiago se acuña y desaparece en el área del Cerro Macuma.

2.1.4 Formación Santiago (Jurásico Inferior)

Una potente secuencia de calizas marinas del Jurásico Inferior, con intercalaciones de lutitas, areniscas y piroclásticos forman gran parte de la Cordillera del Cutucú en el Sureste ecuatoriano. La Formación se extiende al Sur hacia el Perú, pero no es conocida en el resto del Ecuador. Hacia el lado Este de su afloramiento la Santiago comprende una monótona secuencia de calizas silíceas grises, areniscas calcáreas y lutitas negras. Hacia el Oeste, la Formación empieza a ser más volcánica, con abundantes intercalaciones intraformacionales de brechas, tobas y mantos volcánicos. Un cambio de facies similar es aparente en el Norte del Perú, entre el Grupo Pucará en el Este y el Grupo Zana en el Oeste (Cobbing et al., 1981). La Formación Santiago es pobre en fósiles, pero amonites (Arietites) establecen una edad Sinemuriense (Liásico). La secuencia está intricadamente plegada y fallada, pero su potencia está entre 1500 a los 2700 metros. La base no está expuesta y los afloramientos de la Pumbuiza y Macuma están directamente sobrepuestos por capas rojas Chapiza del Jurásico Medio. Las Calizas Santiago están también sobrepuestas por las capas rojas Chapiza en el Este, pero en el Oeste la "Santiago" está directamente cubierta por rocas indiferenciadas del Grupo Limón (equivalentes de las Formaciones Hollín, Napo y Tena) del Albiano-Cretácico Superior.

2.1.5 Formación Chapiza (Jurásico Medio-Cretácico Inferior)

La Formación Chapiza comprende una sucesión de sedimentos clásticos continentales (capas rojas) sobrepuestas por depósitos clásticos y piroclásticos (Miembro Misahuallí). El espesor de la secuencia varía de 600 a 4500 metros, siendo las facies volcánicas más predominantes hacia el Norte. La Chapiza está expuesta en muchos lugares de la zona Subandina al Sur del Ecuador (Montañas de Cutucú), pero es ausente en el flanco Oeste, donde la Formación Santiago está sobrepuesta directamente por las cuarcitas de la Formación Hollín. Subyace a las rocas cretácicas de la región Napo-Galeras y las intersecciones de las perforaciones indican que ella también subyace la del Cretácico-Terciario en muchos lugares al Este del Oriente, adelgazándose hacia el Este, frente al Escudo Guyanés.

En el área tipo la Formación ha sido subdividida en tres (Tschopp, 1953). La Chapiza Inferior roja y gris, con un espesor máximo de 1500 metros, consiste en lutitas, areniscas y delgados horizontes de anhidrita, dolomita y yeso. La Chapiza roja media (máximo de 1000 metros) comprende lutitas rojas y areniscas sin evaporitas. La Chapiza Superior o Miembro Misahuallí alcanza a 2000 metros en espesor y consiste en lutitas rojas, areniscas y conglomerados interestratificados con tobas violáceas, grises y verdes, brechas tobáceas y basaltos. En el área del levantamiento Napo el espesor decrece; el Miembro Misahuallí empieza a ser más importante y predominan los volcánicos. Basaltos verdes a grises-obscuros y traquitas, con varios otros extrusivos alterados (tobas riolíticas soldadas y desvitrificadas) están interestratificados con delgados sedimentos y están sobrepuestos por tobas rosadas y grises. Similares rocas ígneas en la Cordillera Guacamayos, sin sedimentos intercalados, pueden ser relacionados con los Volcánicos Misahuallí, pero pueden también representar a facies subvolcánicas del Batolito de Abitagua, el cual probablemente pertenece al Jurásico (Medio?).

La base de la Formación Chapiza es vista únicamente al Sur del Ecuador, en donde descansa discordante sobre la Formación Santiago del Liásico (S. Cutucú) o sobre la Macuma del Carbonífero (N. Cutucú) indicando que la Santiago aparentemente se acuña ligeramente entre Macuma y Chapiza. El tope de la Chapiza es marcado por el recubrimiento Hollín, pero la discordancia puede ser únicamente de importancia local. Información palinológica indica que la Chapiza no sólo incluye el límite Jurásico-Cretácico, sino también tiene un rango en edad hasta el Neocomiense-Aptiano (Bristow y Hoffstetter, 1977).

2.1.6 Formación Hollín (Cretácico Inferior: Albiense, Aptiense)

Areniscas cuarzosas blancas epicontinentales de la Formación Hollín sobreyacen a varias rocas pre-Aptienses a través de la región Oriental del Ecuador. La Formación tiene un espesor de 80 a 240 metros e incluye lutitas fracturadas. La depositación tuvo lugar en aguas poco profundas sobre un ambiente extenso de plataforma (laguna o deltaica?), estando el origen de los detritos en el Este. Las cuarcitas de la Hollín afloran extensamente en la zona Subandina, particularmente estando ampliamente expuestas en algunas partes del levantamiento Napo. Éstas subyacen gran parte del este oriental y forman un importante reservorio de rocas en los campos petroleros del Nororiente ecuatoriano. Vestigios de plantas han sido encontrados, pero a la Formación Hollín ha sido asignada una edad sobre bases palinológicas, datos que indican que la base es del Aptiano y la secuencia avanza hasta el Albiano Inferior (Bristow y Hoffstetter, 1977).

2.1.7 Formación Napo (Cretácico: Albiano Inferior a Senoniano) (Santoniano/Campaniano Inferior)

La Formación Napo quizás es la secuencia más importante del Oriente Ecuatoriano, consiste en una sucesión de lutitas negras, calizas grises a negras y areniscas calcáreas. La Formación varía en espesores de menos de 200 metros a más de 700 metros; sobreyace concordante a la Hollín por todo el Oriente. La Napo fue depositada en un ambiente marino en una cuenca de orientación N-S, o en un graben limitado por fallas con una plataforma mucho menos profunda hacia el Este, donde predominantemente es una facies más arenosa (orilla). La Formación se la dividió originalmente en tres unidades (Tschopp, 1953). Resultados de datos más detallados de las exploraciones petrolíferas han permitido una subdivisión más exacta (Bristow y Hoffstetter, 1977; Wilkinson, 1979), pero la clasificación original, ligeramente modificada, permanece todavía útil.

La “Base de la Napo” consiste en areniscas intercaladas, lutitas y calizas, con las facies litorales dominantes al Este. Estos sedimentos son transicionales entre la “Hollín” y la “Napo Inferior”, marcando una transgresión marina del Albiano Inferior a Medio desde el Sur o Sureste.

La “Napo Inferior” (de 60 a 250 metros de espesor) comprende areniscas, lutitas, margas y pocas calizas; las unidades persistentes de areniscas son importantes horizontes reservorios de petróleo. En el Oeste la parte superior incluye tobas y lavas interestratificadas. Una fauna rica de Ammonites (Oxitropidoceras, Scholoenbrachia y otras), ostrácodos y foraminíferos (Haplophragmoides, Texturalia, Hedbergella, etc.) indican una edad de Albiense Superior a Cenomaniense Inferior (Bristow y Hoffstetter, 1977).

La “Napo Media” (de 75 a 90 metros de espesor) consiste en calizas grises desde masivas a muy estratificadas, las que en el Norte del Ecuador están subdivididas en dos horizontes separados por una unidad de areniscas, lutitas y areniscas. La Fauna (Mammites, Heterohelix, Globotruncana, etc.) indican una edad Turoniense y la “Napo Media”, representa una importante fase transgresiva, sin depositación durante el Cenomaniense Medio y Superior (Bristow y Hoffstetter, 1977).

La “Napo Superior” (de 0 a 320 metros de espesor) es una secuencia de argilitas negras duras, lutitas verdosas y grises, con intercalaciones de calizas y areniscas. Estas lutitas de la Napo son muy potentes en el Sur (de 320 metros) y en el Norte (de 200 metros), pero están completamente ausentes en el Oriente Central en donde si fueron depositadas, pero fueron erosionadas, previo a la depositación de la suprayacente Formación Tena.

Material fosfático y discretos horizontes de fosforita se han descubierto (Wilkinson, 1979). La fauna (Peroniceras, Ammobaculites, Guembelina, Cytherura), indica una edad Senoniense de Inferior a Medio (Senoniense a Campaniense Inferior) (Bristow y Hoffstetter, 1977). La erosión de una parte o de la totalidad de la Napo Superior, tuvo lugar durante el Campaniense, previo a la depositación de la Tena, en partes de la cuenca del “Oriente”, pero en el Este delgadas capas de areniscas marinas (Viviano o Mioceno Inferior) que son potencialmente interesantes horizontes de reservorios petrolíferos, pueden ser de una edad Campaniense o Maastrichtiense y son quizá transicionales a la Formación Tena.

La Formación Napo como un todo se adelgaza hacia el Este, sobre la Bóveda Lorocachi en la parte Este del Ecuador y luego retornando a su espesor normal, sus facies litorales se acuñan hacia el Este contra el Antepaís.

La plataforma marina cretácica y la depresión con dirección N-S fueron limitadas al Oeste por muchas condiciones diferentes, las cuales han sido interpretadas en diferente forma. La presencia de un grueso prisma de sedimentos de acumulación de aguas profundas (actualmente supuestos como los metamórficos de la Cordillera Real), han sido propuestos como depositados en un océano abierto (Feininger, 1975; Bristow y Feininger, 1980). Una interpretación más probable es que la cuenca fue limitada al Oeste por una cordillera submarina positiva, pero emergente, quizá por una proto-cordillera limitada por fallas, la que en la parte Norte del Perú es conocida como el Arco Olmos y separa la cuenca peruana cretácica del Noroeste de la cuenca Pongos del Oriente (Cobbing et al., 1981). Esto es sostenido por: el rápido adelgazamiento de la Formación Napo hacia el Oeste, en la zona Subandina; por la naturaleza Euxínica de los sedimentos, particularmente lutitas de la “Napo Superior”, el carácter de sedimentación completamente diferente de la depositación cretácica (dominantemente volcanoclástica) en el Eugeosinclinal Occidental o en la cuenca Volcánica de Ante-Arco y la primera aparición de material clástico derivado del lado occidental, en los conglomerados de la Tena, que recubren inmediatamente la “Napo”. La evidencia aprovechable indica la existencia de una altura submarina positiva, con un núcleo de metamórficos del pre-Mesozoico sobrepuestos hacia el Oeste por volcánicos antiguos de Arco de Isla, antes que por una línea-charnela hacia un océano abierto de aguas profundas con un gran volumen de sedimentos como límite occidental de la cuenca Cretácica Napo.

2.1.8 Formación Tena (Cretácico Superior (Maastrichtiense)-Paleoceno Inferior?)

Las así denominadas capas rojas de la Formación Tena, sobreyacen a la Napo con aparente concordancia, pero el repentino cambio de facies y el tope erosionado de la secuencia Napo indican un importante Hiato en la sedimentación durante gran parte del Campaniense. En contraste con la Napo, los sedimentos de la Tena se tornan más finos y delgados hacia el Este (de 1000 metros a menos de 300 metros), indicando una procedencia occidental para el material clástico. Al Sur del Río Pastaza, la misma sucesión fue originalmente atribuida como la Pangui, pero este nombre es superfluo (Tabla 1).

La litología de la Tena es dominantemente de lutitas, con numerosas intercalaciones de areniscas y escasos conglomerados particularmente en los 200 metros inferiores y en los 150 metros superiores. Margas y calizas arenáceas aparecen en menor cantidad. El color característico de los ampliamente dispersos afloramientos es café-rojizo, variando de pálido a ladrillo rojizo y púrpura, pero esta coloración se debe en gran parte a la meteorización; los sedimentos son negros, grises o verdosos cuando están bastante frescos. Los fósiles (Spiroplectammina, Buliminella, Porochara y Amblyochara) son más bien escasos, pero indican una sedimentación en agua dulce a salobre, con delgados horizontes marinos.

La edad de la "Tena" es en gran parte Maastrichtiense, pero probablemente incluye el límite Cretácico-Terciario y quizá parte del Paleoceno Inferior. La Formación Tena es indicadora de un cambio significativo en la sedimentación Cretácica-Terciaria en el Oriente, marcando una regresión marina y la emergencia de la naciente Cordillera, cuya erosión proveyó la principal fuente de material clástico a la cuenca del Oriente desde el Maastrichtiense en adelante.

2.1.9 Grupo Limón (Cretáceo: Aptiense a Maastrichtiense/Paleoceno Inferior)

Al Oeste de las montañas Cutucú en la zona subandina al Sur del Ecuador, grandes áreas de rocas cretácicas indiferenciadas no han sido aún mapeadas en detalle. Éstas son aquí conocidas como el Grupo "Limón", pero son litológicamente similares y equivalentes a la secuencia Hollín-Napo-Tena.

Futuras investigaciones capacitarían para que las tres Formaciones sean diferenciadas, pero la retención del término "Grupo Limón" puede ser útil en ciertos momentos para asignar a toda la sucesión del Aptiense al Maastrichtiense (probablemente con espesor mayor a los 1500 metros).

2.1.10 Grupo Margajitas (Paleozoico-Mesozoico?)

El Grupo Margajitas comprende pizarras negras, filitas calcáreas y cuarcitas (sobre los 1000 metros de espesor) expuestas únicamente a lo largo del cabalgamiento de la margen occidental de la zona Subandina.

En el área de Baños-Puyo éstas fueron correlacionadas con la Formación Pumbuiza a las que son similares litológicamente. Al sur de Baeza, parece existir una transición desde sedimentos cretácicos Hollín-Napo (y Tena) que están debajo de los Volcánicos Cuaternarios y de los aluviones, a rocas semi-metamórficas del Grupo Margajitas, las que de este modo pueden contener elementos de sedimentos paleozoicos (Pumbuiza), junto con metamórficos de bajo grado del Mesozoico quizá equivalentes a la secuencia Hollín-Napo-Tena (Grupo Limón).

2.1.11 Formación Tiyuyacu (Paleoceno Superior-Eoceno)

La gruesa secuencia Terciaria (de 2000 a 4500 metros) de la cuenca Oriente comienza con la Formación Tiyuyacu, la que sobreyace a la Tena, aparentemente concordante, pero con un significante cambio de facies (conglomerado basal) y una discordancia importante, evidenciada por una erosión parcial de la Tena Superior. La Tiyuyacu es una sucesión de capas rojas, comprendiendo conglomerados basales gruesos al que sobreyacen areniscas con intercalaciones de lutitas rojas, verdosas y grises, cuyo espesor varía de menos de 100 metros a más de 250 metros. Al Sur del Río Pastaza la secuencia equivalente estuvo anteriormente denominada como la Formación Cuzutca, pero, aunque ésta tiene una litología ligeramente diferente, areniscas localmente conglomeráticas y lutitas verdosas a rojas han sido propiamente incluidas dentro de la Tiyuyacu.

La edad de la Tiyuyacu es indicada por la evidencia de su fauna (Bathysiphon, Psammosphaera, Rzehakina) del Paleoceno Superior al Eoceno Inferior (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Las distintivas capas rojas de la Tiyuyacu están por debajo de la Formación Chalcana, pero en la parte Norte del Ecuador la Tiyuyacu incrementa marcadamente su espesor, la transición a la Chalcana está ocupada por lutitas cafés y grises de la “Formación Orteguaza” que aparece en Colombia, pero que no aflora en el Ecuador, y la que mejor es como parte de la Formación Chalcana del Mioceno.

2.1.12 Formación Chalcana (Oligoceno Superior-Mioceno Medio)

La Formación Chalcana comprende una secuencia de capas rojas de una variedad de arcillas rojizas abigarradas con yeso y parece cubrir transicionalmente la Tiyuyacu. En el Nororiente los sedimentos en transición que consisten en lutitas cafés a grises verdosas, con menor cantidad de limos y areniscas que separan los estratos sedimentarios rojizos de la Tiyuyacu de los estratos sedimentarios rojizos de la Chalcana y que probablemente pertenecen a la Formación “Orteguaza” de Colombia; la fauna (Ammobaculites, Trochammina) indica una edad Mioceno Inferior (Oligoceno Superior al Mioceno Inferior) y sugiere que la Orteguaza es el equivalente a aguas profundas de la parte inferior de la Chalcana (Bristow y Hoffstetter, 1977). Las capas rojas de la Chalcana contienen una fauna (Sigmoilina, Tectochara) indicadora de un ambiente de agua dulce y una edad que va del Mioceno Inferior a Medio. En el Suroriente a lo largo del Río Pastaza, la Formación Tiyuyacu (Cuzutca) está por debajo del enorme volumen de la Formación Pastaza la cual sobrepasa los 2500 metros de espesor y fue dividida en tres unidades (Tschopp, 1953). La Pastaza Inferior consiste en areniscas de grano grueso las que pueden ser el equivalente basal de la Orteguaza o de la parte basal de la Chalcana, pero no contienen la fauna distintiva de la secuencia Norte y consecuentemente puede con la Cuzutca ser correlacionada parcialmente con la parte superior de la Tiyuyacu (Tabla 1). La Pastaza Media comprende una gruesa y monótona secuencia de lutitas rojas, con intercalaciones de areniscas y es ciertamente el equivalente directo de la Chalcana. La Pastaza Superior puede ser correlacionada con la Formación Arajuno.

La relación exacta entre las capas rojas de la Chalcana, la Orteguaza y las secuencias “Pastaza Inferior y Medio” permanecen desconocidas. En la compilación del mapa geológico, la Cuzutca de la región Pastaza fue incluida en la Tiyuyacu; las facies transicionales de la Orteguaza en el Nororiente y tanto la Pastaza Inferior como la media en la parte Sur, se les ha incluido en la Formación Chalcana y la que es consecuentemente aceptada y con una definición más amplia a la original, e incluye estratos del Oligoceno más Superior al Mioceno Medio. La aparente concordancia y la aparición transicional del contacto Tiyuyacu-Chalcana, en efecto representan un Hiato deposicional, que pueden haber incluido una erosión durante el Eoceno Superior, y la mayor parte del Oligoceno. La sucesión Chalcana, especialmente la parte basal, puede haber sido depositada en dos cuencas separadas, la Norte relacionada a la secuencia “Orteguaza-Orito” en Colombia y la Sur relacionada a diferentes facies en el Norte peruano.

CUADRO DE CORRELACIÓN

EDAD	Ma	COSTA – SUR: Cuenca Progreso	COSTA – CENTRAL: Cuenca Manabí (Daule)	COSTA – NORTE: Cuenca Esmeraldas (Borbón)	SIERRA – NORTE-CENTRAL: Tulcán-Quito-Riobamba	SIERRA – CENTRAL-SUR: Pallatanga (Cuenca) - Pasaje (Nabón)	SIERRA – SUR-SUROESTE: Saraguro (Zamora) - Macará (Tahuín)	ORIENTE – NORTE-CENTRAL: Napo / SUR (ESTE): Pastaza
Cuaternario – Holoceno		Q_S Sedimentos cuaternarios	Q_S Sedimentos cuaternarios	Q_S Sedimentos cuaternarios	Q_{VX} COTOPAXI	Q Cuaternario indiferenciado	Q Cuaternario indiferenciado	Q_A Aluvial
Cuaternario – Pleistoceno		Q_T Tablazo	Q_P Pichilingue; P_{ST} San Tadeo	P_{ST} San Tadeo	Q_C Cangahua; P_L LATACUNGA	P_T Tarqui	P_T Tarqui	Q_M Mera
	2		PlP_C Canoa	PlP_C Cachabí	P_{VA} ALTAR	PlP_T Turi		PlP_M Mesa (Rotuno)
Terciario – Neógeno – Plioceno		Pl_P Puná	Pl_B Balzar		Pl_{VS} SICALPA			
	5	MPl_Z ZARUMILLA	MPl_{DB} Borbón-; MPl_D DAULE	MPl_{DB} Borbón- Onzole Superior; MPl_D DAULE	MPl_P Pisayambo	MPl_A AYANCAY Nabón	MPl_A (AYANCAY) QUILLOLLACO	MPl_{Ch} Chambira (Ushpa)
Mioceno – S		M_P Progreso	M_{DO} Onzole	M_{DO} Onzole				M_A Arajuno; M_C Curaray (Pastaza Sup.)
Mioceno – M		M_{Tv} *Villingota*; OM_T Tosagua	M_{DA} Angostura; M_{Tv} *Villingota*; M_T Tosagua	M_{DA} Angostura	Ng_{Ch} CHOTA	M_{AZ} AZOGUES; ?		
Mioceno – I		M_{Tb} *Dos Bocas*	M_{Tb} *Dos Bocas*	M_V Viche		M_B Biblián; Chinchillo		
	22	OM_{Tz} *Zapotal*		OM_P Pambil-Playa Rica		OM_{VS} SARAGURO	OM_{VS} (SARAGURO) Loma Blanca	OM_{Ch} Chalcana (Pastaza Med.-Inf.)
Paleógeno – Oligoceno (S, I)						Alausí		
Eoceno (S, M, I)	40	E_S Santa Elena; E_E San Eduardo (+Javita)	E_A San Mateo, Punta Blanca; E_E San Eduardo	E_A Zapallo; E_O Ostiones	E_U Unacota			PcE_T Tiyuyacu (Cuzutca)
Paleoceno (S, I)	55	PMz_P Punta Piedra		?		Mz_P PAUTE	Pc_S SACAPALCA	PM_Z MARGAJITAS
Cretáceo Sup. – Maastrichtiano	65	*Guayaquil*			KPc_Y Yunguilla; *Cayo Rumi*	KPc_Y Yunguilla; *Ingapirca*	KPc_Y Yunguilla *(Río Playas)*	KPc_T Tena (Pangui)
Senoniano (C, S, C)		K_K Cayo	K_K Cayo	K_M; K_{MCh} *Chontal*	K_S Silante; K_{MCh} *Chontal*	K_M Macuchi	ALAMOR; K_{AZ} Zapotillo-Ciano	K_N Napo; K_L LIMÓN
Turoniano; Cenomaniano	100			K_M Macuchi	K_M Macuchi			
Cretáceo Inf. – Albiano (S, M, I)		K_P Piñón	K_P Piñón	K_P Piñón	?	K_C Celica; ?; ?	K_C Celica; K_{AC} Cazaderos	K_H Fm. Hollín
Aptiano							K_R Raspas	*Misahuallí*
Jurásico	140	?	?	?				JK_{Ch} Chapiza; J_S Santiago
Triásico	200							
Paleozoico Sup. – Pérmico	230							
Carbonífero	280							C_M Macuma
Devónico	350							Pz_P Pumbuiza
Paleozoico Inferior	400				Pz_L LLANGANATES; Pz_A AMBUQUÍ	Pz_Z ZAMORA	Pz_Z ZAMORA; Pz_{TC} Capiro; Pz_{TR} San Roque; Pz_T TAHUÍN	?
Precámbrico	570						PC_P PIEDRAS	

EXPLICACIÓN

DAULE ⟶ GRUPO

Tosagua ⟶ Formación

Cayo Rumi ⟶ *Miembro*

Tabla 1. Cuadro de correlación de Formaciones estratigráficas.

2.1.13 Formación Arajuno (Mioceno Superior)

La Formación Arajuno está separada de la Chalcana por un contacto bien definido, aunque hacia el Sur el cambio es más transicional. La Arajuno es una potente secuencia (más de 1000 metros) con variación litológica y ha sido dividida en tres: una arenisca inferior con conglomerado e intercalaciones de arcillas bentoníticas; una unidad intermedia de arcillas rojizas, yesíferas en la base y tobáceas en la parte superior; y una subdivisión superior de areniscas con lignitos.

La "Pastaza Superior" de la parte Sur del Oriente tiene una litología similar incluyendo el diagnóstico de arcillas ligníticas y horizontes de carbón impuro. La Arajuno contiene una fauna un tanto indeterminada (Bathysiphon, Trochammina, Valvulina), pero se le ha considerado de una edad del Mioceno Superior. Hacia el Este ésta pasa a la Formación Curaray, pero está normalmente por debajo de la Chambira.

2.1.14 Formación Curaray (Mioceno Superior)

La Formación Curaray está confinada al Este del Oriente, en donde subyace gran parte del terreno o está cubierta por jungla bajo las delgadas capas aluviales. La Formación consiste en una serie potente de arcillas rojas-verdosas y azuladas bien estratificadas, localmente se encuentra yeso, alternando con horizontes de areniscas de grano fino; horizontes tobáceos y carbonáceos-ligníticos son comunes. La Curaray contiene una abundante fauna (Anomocytheridae, Cyclocypris, Perissocytheridae, Gomphocythere, etc.) que indica una depositación de agua dulce y ocasionalmente salobre y una edad Mioceno Superior. La secuencia tiene por lo menos 750 metros de espesor y probablemente representa un ambiente entre lacustre y de estuario comparado con las condiciones continentales de agua dulce de la gran Formación mayormente sincrónica Arajuno.

2.1.15 Formación Chambira (Mio-Plioceno)

La Formación Chambira es una secuencia no fosilífera de gran espesor (de 1000 a 1500 metros) de sedimentos clásticos gruesos, sobreyaciendo la Formación Arajuno y transgrediendo a la Formación Curaray. Se la ha dividido en tres unidades, la intermedia es tobácea, pero la Chambira básicamente consiste en un abanico de piedemonte y de sedimentos fluviales depositados durante una intensa erosión de la Cordillera al Oeste del Oriente. Los estratos equivalentes al Sur del Río Pastaza fueron originalmente denominados como la Formación Ushpa, pero este término es superfluo.

2.1.16 Formación Mesa (Rotuno) (Plio-Pleistoceno)

La Formación Mesa (Rotuno) comprende una serie de terrazas disectadas, compuestas de depósitos clásticos de medios a gruesos, derivados de la continua erosión de la Sierra. La Formación es más gruesa en la parte Oeste, cerca de la Cordillera (ca. 1000 metros), mientras que al Este de la zona Subandina es apenas de 100 metros de espesor, aunque todavía se encuentran varios horizontes tobáceos. Las terrazas muestran evidencia de fallamiento y levantamiento y están parcialmente cubiertas por depósitos Cuaternarios posteriores.

2.1.17 Formación Mera (Cuaternario)

La Formación Mera consiste en terrazas más jóvenes (topográficamente inferiores), depósitos compuestos por abanicos de piedemonte del Cuaternario, areniscas tobáceas y arcillas, las que post-datan al último período importante de fallamiento y levantamiento y están menos disectadas que las terrazas remanentes de la Formación Mesa (Rotuno). Hacia el Este los sedimentos de las terrazas disminuyen en espesor, tamaño del grano y altitud, eventualmente gradan transicionalmente hacia el aluvión del cuaternario parcialmente retrabajado de las cuencas de drenajes actuales.

2.1.18 Volcánicos Cuaternarios

Dos de los estrato-volcanes ecuatorianos excepcionalmente han sido formados en la zona subandina de la cuenca Oriente. Las secuencias de Volcánicos Cuaternarios desde el Sumaco al Reventador, cubren gran parte de la sucesión cretácica en el levantamiento Napo, culminando en conos simétricos brechoides y parcialmente erosionados. Extensivos volcánicos al Norte del Sumaco pueden haber provenido de un tercer cono conocido como Pan de Azúcar. Tanto el Sumaco como el Reventador son considerados activos; de los dos sólo el Reventador ha erupcionado histórica y frecuentemente. El Sumaco es el único entre los volcanes ecuatorianos que tiene un predominio de basaltos alcalinos subsaturados (tefritas y basanitas), mientras que el Reventador está compuesto por basaltos andesíticos más comunes con un alto porcentaje de depósitos piroclásticos y laharíticos.

2.2 Rocas Plutónicas

Tres importantes cuerpos plutónicos de dimensiones batolíticas ocupan partes de la zona subandina occidental a lo largo de la gran falla de cabalgamiento que forma la margen tectónica de la Cordillera Real. De Sur a Norte a estos se les conoce como Batolitos Zamora, Abitagua y La Cuchilla (Kennerley, 1980) a la Bonita (Hall y Calle, en impresión) (Fig. 2). Todos los batolitos son enormes cuerpos alargados con rumbo NNE y se presume que tienen relación con el mismo período de magmatismo, pero la información referente a su composición y edad está restringida en gran parte al granito central Abitagua, el que está atravesado por los carreteros Baños-Puyo y Baeza-Tena. Su relación con los episodios magmáticos en la Sierra, no es aún evidente.

El Batolito Zamora, comprende leucogranodioritas y granodioritas hornbléndicas, juntas cubren un área que excede a los 1500 km^2. El Batolito Norteño (Cuchilla o La Bonita) aún no ha sido estudiado, pero consiste al menos parcialmente de granito rosado-microclina (Hall y Calle, en impresión). El Batolito Abitagua se extiende hacia el Norte por lo menos en una extensión de 120km desde Mera, casi hasta Baeza, a lo largo del flanco oriental de la Cordillera. Está compuesto por biotita rosada y crema, leucogranito y granodioritas, principalmente con ortoclasa como el feldespato dominante, pero en la parte Este del Batolito, predomina la albita (Bristow y Hoffstetter, 1977). Los contactos con rocas circundantes están usualmente fallados, a pesar que metamorfismo de contacto ha sido reportado en sedimentos cretácicos adyacentes, pero estos efectos pueden haber sido producidos por metamorfismo dinámico a lo largo de contactos tectónicos. Del intento hecho por obtener una datación del Granito Abitagua, aún no se ha producido resultados concluyentes (Tabla 2.). Datos radiométricos por el método K/Ar (sobre biotita) sugieren una edad joven mínima de 87 ± 7 Ma, pero datos del método Rb/Sr (3 puntos isócronos en una roca) indican una edad de 173 ± 5 Ma, o sea Jurásico Medio (Kennerley, 1980; Hall y Calle, en impresión). Ambas edades y con seguridad las más jóvenes han sido reajustadas durante el metamorfismo post-magmático, o por el emplazamiento tectónico del Batolito hacia su nivel estructural actual.

En el área Cosanga-Baeza, el Granito Abitagua está íntimamente asociado con rocas subvolcánicas (y algunas extrusivas) denominadas originalmente como “Series Guacamayos” las que han sido relacionadas con poca exactitud con los Volcánicos del Miembro Misahuallí de la Formación Chapiza. Estos consisten en rocas volcánicas alteradas incluyendo pórfidos esferulíticos de monzonita fino-granular, granodioritas fino-granulares e incluso gabros. Éstas representan evidentemente cuerpos diferenciados intruidos como pequeños stocks o complejos subvolcánicos y pueden más bien ser incluidos dentro del complejo batolítico Abitagua. Las rocas extrusivas pueden ser incluidas dentro del Miembro Misahuallí, tal como han sido otras relativamente semejantes (ejemplo Series Río Coca). La Estrecha relación supuesta entre el Batolito Abitagua y los Volcánicos Misahuallí sugiere un origen comagmático, las rocas plutónicas siendo intruidas a profundidad a mediados del Jurásico Medio y originándose mucho más tarde los Volcánicos Misahuallí en el Cretácico Inferior. El contacto fallado y cizallado del Batolito sugiere, sin embargo, que el emplazamiento a su último nivel, fue tectónico y probablemente asociado con tectonismo y al levantamiento de la proto-cordillera durante el Cretácico Superior al Terciario Inferior.

2.3 Estructura

La cuenca sedimentaria del Oriente fue dividida en dos provincias estructurales por eventos tectónicos Laramídicos sucesivos (Incaicos y más jóvenes) que representan períodos posteriores en el desarrollo del cinturón andino móvil. La zona subandina fue intensamente afectada por plegamientos y cabalgamientos en una deformación del Cinturón Tras-Arco en el que el metamorfismo desempeñó un rol menor, por el arqueamiento y levantamiento (Napo y Cutucú) en el Plioceno (Fig. 3). En la parte Este del Oriente pliegues abiertos y fallamientos en bloques (¿relacionados con el rumbo de las estructuras del basamento de Lorocachi?) (Fig. 4) fueron dominantes. La división entre el cinturón tectónico subandino y el Oriente propiamente dicho es aproximadamente coincidente con la pendiente acentuada de la zona Bobonaza-Coca (Tschopp, 1953) que está acompañada por el importante cinturón más oriental y superficialmente evidente de cabalgamiento.

En el Paleozoico el Oriente fue una región relativamente estable, en parte soportando sedimentación y en parte también emergiendo en el margen del Cratón Precámbrico. La región fue limitada al Oeste por una depresión geosinclinal en la que se depositó una potente secuencia de sedimentos de aguas profundas que en la actualidad forman el núcleo metamórfico de la Cordillera. Posterior a los eventos orogénicos Brasilero/Pan-Africano (Caledoniano) y Varístico, que afectaron al Cinturón Móvil Andino en el Paleozoico, el levantamiento de una Proto-Cordillera (probablemente como una altura submarina) produjo un desplazamiento del eje de sedimentación hacia el Este.

Durante el Mesozoico y parte del Terciario Inferior el Oriente estuvo probablemente dividido en una cuenca (o graben) miogeosinclinal (o Tras-Arco) en hundimiento, en la parte Oeste (inmediatamente al Este del eje positivo de la Proto-Cordillera) y una plataforma positiva o tectónicamente más estable (o "horst") al Este (Plataforma Lorocachi-Tiputini), aunque ésta fue separada de la margen real del Escudo Guyanés por otra depresión (en el Norte del Perú). El levantamiento de la Proto-Cordillera y una parte del Oriente durante el Cretácico Superior, está indicado por los clásticos provenientes del Oeste, en el Maastrichtiense de la Formación Tena y por la erosión diferencial de las lutitas de la "Napo Superior" que se encuentran debajo; tectonismo y levantamientos posteriores en el Cinturón Andino y fallamientos sin-sedimentarios ocurrieron en el Oriente en el Maastrichtiense y Paleoceno. En el Ecuador, los eventos tectónicos importantes de la Orogenia Laramídica que tuvo lugar del Eoceno Superior al Oligoceno (post-Tiyuyacu), relativamente tuvo menor impacto en el Oriente. Un cabalgamiento inicial en un ángulo fuerte, con fallas que buzan hacia el Oeste en la margen oriental del frente andino, contribuyeron al levantamiento de la Cordillera; el diastrofismo condujo a un suave plegamiento y produjo algo de fallamiento, pero la región permaneció esencialmente como una cuenca deposicional (siendo principalmente de agua dulce y terrestre) durante la mayor parte del Neógeno. El cabalgamiento principal y el levantamiento de los Subandes tuvo lugar en tiempos del Mioceno Superior al Plioceno (Fig. 4). Las Formaciones Arajuno y Chambira estuvieron comprometidas en un plegamiento más amplio en la región oriental; aún los depósitos de la Mesa (Rotuno) del Plio-Pleistoceno deja ver los efectos del fallamiento, basculamiento y plegamiento.

Es evidente que la división de la cuenca Oriente en dos provincias estructuralmente distintas resultaron principalmente del tectonismo desde el Cenozoico y primordialmente en el Neógeno. Precedentes a la fase de plegamiento Incaica (del Cretácico Superior a Paleoceno ca. 60 Ma), los eventos tectónicos en el Oriente resultaron desde un fallamiento vertical de bloques sin-sedimentarios posiblemente en un régimen tensional con un basamento cristalino rígido. Los eventos subsiguientes, debido a las fuerzas tectónicas compresionales y tangenciales, así como también a fuerzas tectónicas verticales, afectaron predominantemente a la parte Oeste de la cuenca del Oriente donde la zona Subandina se formó por levantamiento entre zonas mayores de cabalgamiento (Fig. 3 y 4).

La cuenca del Oriente propiamente dicha (o Napo), está a su vez subdividida en dos depresiones subordinadas orientadas de N-S, por la plataforma o Bóveda Lorocachi, pero solamente la primera de éstas (entre la zona Subandina y la plataforma) ocurren dentro del Ecuador. Esta depresión ha sido posteriormente subdividida por estructuras positivas (basamento) de dirección Este (Bóveda Cononaco, Levantamiento Aguarico, Fig. 3), las que difícilmente aparecen en la superficie, pero que han probado ser de vital importancia en la búsqueda de fuentes petrolíferas porque éstas han influenciado la dirección de migración de los hidrocarburos.

3. GEOLOGÍA DE LA SIERRA

La Región Andina o Sierra Ecuatoriana está dividida en dos zonas paralelas, geológicamente distintas con rumbo NNE. Rocas metamórficas subyacen a la Cordillera Oriental (Cordillera Real), mientras que rocas volcánicas y sedimentarias subordinadas del Cretácico al Paleoceno comprenden la masa de la Cordillera Occidental (Fig. 1). Los volcánicos del Neógeno cubren parte de las dos cordilleras y rellenan los valles interandinos, que actúan como línea divisoria tanto al Norte como al Centro del Ecuador. Al Sur la distinción morfológica es obviamente menor, pero geológicamente evidente; sin embargo, la parte Suroeste del país es muy diferente, teniendo un basamento metamórfico pre-Mesozoico (Bloque Tahuín) que está sobrepuesto por volcánicos y sedimentos del Cretácico.

Las rocas más antiguas están en este bloque metamórfico suroccidental, pero los ensamblajes del conjunto metamórfico de la Cordillera Real han sido interpretados de diferentes maneras. Los datos existentes al momento, algunos de los cuales son circunstanciales, parecen indicar que un núcleo del Paleozoico forma la masa de la Cordillera, pero Volcánicos y Sedimentos metamorfizados del Mesozoico (Cretácico) son también importantes. Esfuerzos realizados por datar los metamórficos han producido datos confusos que no permiten obtener una edad exacta de eventos metamórficos específicos. Parece probable que estas rocas hayan sufrido más de un metamorfismo, a pesar de que las evidencias de campo por efectos polifase y retrógrados no hayan sido reconocidas previamente, excepto en áreas aisladas (Kennerley, 1971).

3.1 Estratigrafía

3.1.1 Grupo Piedras (Precámbrico?)

Rocas metamórficas del Grupo Piedras afloran en un cinturón angosto con rumbo E-W, al Sur de la Falla Arenillas-La Palma en el Bloque Tahuín en la parte Suroeste del Ecuador. El grupo comprende rocas metamórficas pelíticas de alto y bajo grado, predominantemente de composición máfica (gneises, anfibolitas, esquistos verdes, mica esquistos y cuarcitas). El espesor del grupo es desconocido, pero excede varios miles de metros. La edad es incierta pero el Grupo Piedras parece predatar a su vecino Grupo Tahuín. Una edad de 732 ± 14 Ma (Tabla 2) se obtuvo de la “Anfibolita Portovelo”, que ocurre al Sureste del Grupo Piedras y tiene una estrecha asociación con los gneises félsicos de la Formación San Roque (Grupo Tahuín). Una anfibolita de la secuencia Piedras dio en 196 ± 8 Ma (K/Ar: Hbl), pero este resultado puede ser debido a reordenamiento de metamorfismo regional durante el Triásico (Bristow y Hoffstetter, 1977). Feininger (en impresión) arguye que el Grupo Tahuín, es predominantemente no volcánico y en consecuencia reasigna a la anfibolita aislada de Portovelo al Grupo Piedras. Si esto fuera verdad, esto sugiere una estrecha relación entre la secuencia máfica Piedras y los gneises félsicos de la Formación San Roque, lo que indica una típica asociación paragnéisica granítica a rocas verdosas, comunes en otros remanentes de núcleos cratónicos de escudos Precámbricos. Datos radiométricos más al detalle pueden confirmar esta asociación o indicar que los dos grupos son diferentes en edad y origen.

Tabla 2a. Determinación de edades (K/Ar) de rocas del Ecuador (Modificado de Kennerley, 1980)

No. †	Roca Unidad (localización)	Tipo de roca	Mineral analizado	K (%)	Rg ^{40}Ar (nl/g)	Edad aparente ‡ (Ma)	Edad inferida (Ma)
11	Piedras o Tahuín	Anfibolita	Hornblenda	0.084	3.001	743±14 (732±14)	743±14
32	Palanda	Granodiorita	Feldespato-K	11.93	73.42	152±4 (148±4)	180±5
			Hornblenda	0.678	4.768	173±5 (168±5)	
			Biotita	6.26	45.88	180±5 (175±5)	
16	Tres Lagunas	Granito con biotita	Biotita	6.20	19.30	78±1 (76±1)	173±4
			Plagioclasa	0.428	3.026	173±4 (168±4)	
9	Batolito Tangula	Granodiorita	Biotita	4.84	9.327	49±2 (48±2)	114±30
			Hornblenda	0.108	0.4930	114±30 (111±30)	
13	Batolito Tangula	Tonalita	Plagioclasa	0.23	1.018	110±3 (108±3)	113±3
			Hornblenda	0.65	2.946	113±3 (110±3)	
			Biotita	6.19	23.56	95±1 (93±1)	
6	Piñón	Basalto	Plagioclasa	0.206	0.9355	113±10 (110±10)	113±10
4	Piñón	Basalto	Plagioclasa	0.147	0.6274	107±15 (104±15)	107±15
22	Paute	Filita	Roca total	0.415	1.523	92±3 (89.7±3)	92±3
23	Paute	Filita	Roca total	1.575	5.508	88±2 (85.7±2)	88±2
5	Cayo/dique?	Basalto	Plagioclasa	0.187	0.6498	87±10 (85±10)	87±10
35	Abitagua	Granito con biotita	Biotita	3.838	13.32	87±7 (85±7)	87±7
33	Magtayán	Hornblendita	Hornblenda	0.548	1.849	85±3 (83±3)	85±3
31	? Ambuquí	Esquistos con moscovita	Moscovita	8.45	27.47	82±3 (80±3)	82±3
28	Zamora	Gneis con biotita	Biotita	7.34	23.59	81±3 (79±3)	81±3
3	Cayo/dique?	Basalto	Roca total	0.236	0.6834	73±6 (72±6)	75±10
			Roca total	0.236	0.7058	75±10 (74±10)	
34	Magtayán	Diorita	Feldespato-K	11.39	24.35	54±2 (53±2)	75±3
			Hornblenda	1.022	3.022	75±3 (73±3)	
29	Zamora	Gneis con biotita	Biotita	8.01	22.80	72±2 (70±2)	72±2
15	San Lucas	Granodiorita con biotita	Biotita	5.50	14.49	67±2 (65±2)	70±2
			Plagioclasa	0.645	1.757	70±2 (68±2)	
2	Cayo/dique?	Basalto	Plagioclasa	0.236	0.6162	66±5 (65±5)	66±5
14	San Lucas	Granodiorita	Plagioclasa	0.632	1.541	62±1 (60±1)	63±1
			Biotita	7.799	19.37	63±1 (61±1)	
27	Macuchi	'Diabasa' (=Andesita)	?	?	?	52±3 (51.5±2.5)	52±3
30	Zamora	Gneis con biotita	Biotita	7.86	16.07	52±2 (51±2)	52±2
12	Tingo	Granodiorita	Hornblenda	0.64	1.174	47±2 (45±2)	50±3
			Biotita	1.214	2.409	50±3 (49±3)	
17	Amaluza (Azogues)	Granodiorita	Biotita	6.898	9.838	36.4±0.5 (35.4±0.5)	49.1±2
			Hornblenda (Biotita)	0.476	0.9027	49.1±2 (46.9±2)	
			Plagioclasa	0.705	1.059	38.3±1 (37.3±1)	
			Feldespato-K	10.360	18.52	46±0.7 (44.3±7)	
			Hornblenda	0.466	0.7124	39±1 (37.9±1)	
26	Amaluza (Las Aradas)	Granito	Biotita	7.304	8.286	29±5 (28.2±0.5)	29±0.8
			Plagioclasa	0.620	0.5940	24.5±0.8 (23.9±0.8)	
			Feldespato-K	10.395	9.845	24.2±0.8 (23.6±0.4)	
18	Saraguro	Riolita	Roca total	2.815	2.357	21.4±0.8 (26.8±0.8)	21.4±0.8
19	Saraguro	Riolita	Roca total	0.885	0.9271	26.8±0.7 (26.1±0.7)	26.8±0.7
25	Biblián	Andesita	Roca total	1.581	1.296	21.0±0.6 (20.4±0.6)	21.0±0.6
36	Las Guardias (Balzapamba)	Cuarzo-diorita	Biotita	6.564	8.139	31.7±1 (30.8±1)	19.8±3
			Hornblenda	0.4378	0.3377	19.8±3 (19.2±3)	
24	Biblián	Andesita	Roca total	2.076	1.596	19.7±0.5 (19.2±0.5)	19.7±0.5
20	Chinchillo	Andesita	Roca total	2.063	1.569	19.5±0.4 (18.9±0.4)	19.5±0.4
21	Chinchillo	Andesita porfirítica	Roca total	1.066	0.5880	14.2±0.5 (13.8±0.5)	14.2±0.5
1	Chaucha	Granodiorita	Biotita	6.93	3.462	12.8±0.6 (12.5±0.6)	12.8±0.6
10	Chaucha	Granodiorita con biotita	?	?	?	9.77±0.29 (9.77±0.29)	9.77±0.29

† Análisis por el Instituto de Ciencias Geológicas (Unidad de Geología Isotópica), Londres, excepto para la muestra 10 (*ver* Muller-Kahle y Damon, 1970) y muestra 27 (*ver* Cotecchia y Zezza, 1969)

‡ Para esta publicación las edades han sido recalculadas usando las constantes de decaimiento recomendadas por Steiger and Jäger (1977). Los valores originales están entre paréntesis.

Coordenadas

	Longitud (W)	Latitud (S)		Longitud (W)	Latitud (S)
11	79° 37’ W	3° 43’	2	80° 55’ 55’’	1° 03’ 20’’
32	79° 06’06’’	4° 38’ 57’’	14	79° 10’ 45’’	3° 51’ 30’’
16	79° 02’ W	3° 35’	7	80° 45’	1° 02’ 20’’
9	79° 56’ W	4° 21’	27	78° 32’ 30’’	1° 12’ 40’’
13	79° 35’ 30’’	4° 18’ 25’’	30	79° 00’ 08’’	4° 01’ 37’’
6	80° 35’	1° 01’ 20’’	12	79° 23’ 30’’	3° 59’ 30’’
4	80° 35’	1° 01’ 20’’	17	78° 34’ 05’’	2° 35’ 45’’
22	78° 50’ 15’’	2° 50’ 50’’	26	79° 25’ 30’’	4° 34’ 54’’
23	78° 50’ 15’’	2° 50’ 50’’	18	79° 12’ 05’’	3° 14’ 15’’
5	80° 55’ 55’	1° 03’ 20’’	19	79° 26’ 40’’	3° 19’ 20’’
35	78° 10’	1° 24’	25	78° 52’ 13’’	2° 50’
33	78° 33’	2° 14’ 30’’	36	79° 06’	1° 48’ S,
31	79° 01’ 30’’	0° 21’ 30’’	24	78° 52’ 40’’	2° 50’ 10’’
28	79° 07’ 27’’	4° 36’ 28’’	20	79° 26’ 25’’	3° 19’ 25’’
3	80° 38’ 20’’	1° 20’	21	79° 13’	3° 13’ 40’’
34	78° 31’ 30’’	2° 12’	1	79° 25’ 20’’	2° 54’
29	79° 08’ 58’’	4° 27’ 28’’	10	79° 25’ 30’’	2° 55’ 30’’
15	79° 15’	3° 46’ 20’’			

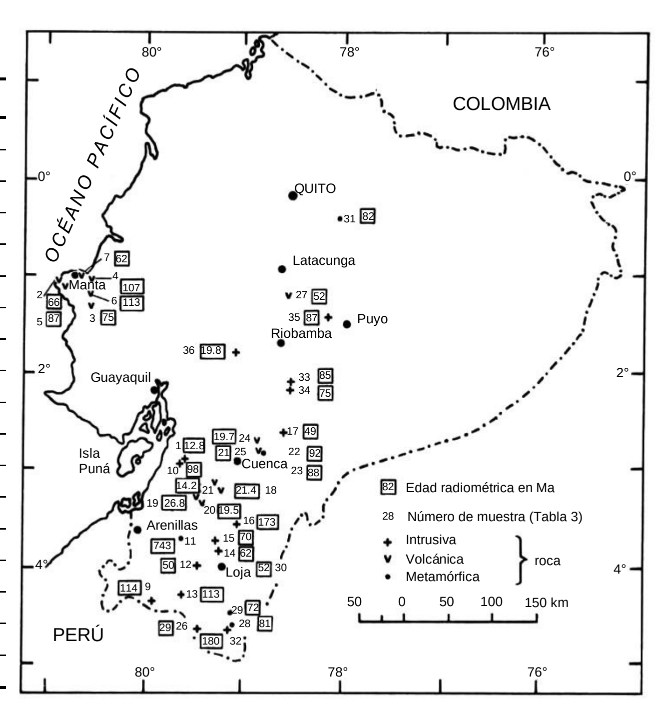


Tabla 2b Varias determinaciones de edades inferidas de K/Ar y Rb/Sr en rocas del Ecuador

N°	Roca Unidad (Localización)	Roca Tipo	Método	Minerales analizados	Edad inferida (Ma)
a	Marcabelí	Cuarzodiorita	K/Ar	Biotita	214±6
b	Fm. San Roque (Gp. Tahuín)	Gneis biotítico	K/Ar	Biotita	210±8
c	Gp. Llanganates	Gneis “Agoyán”	Rb/Sr	W.R.	203±34*
d	Gp. Piedras	Anfibolita	K/Ar	Hornblenda	196±8
e	Abitagua	Granito	K/Ar	Biotita	178±7
f	Abitagua	Granito	Rb/Sr	W.R.	173±5
g	Azafrán	Granito	Rb/Sr	W.R.	175±?
h	Azafrán	Granito	Rb/Sr	W.R.	156±45*
i	Mbro. Misahuallí (Fm. Chapiza)	Basalto	K/Ar	W.R.	132±?
j	Pascuales	Granodiorita	K/Ar	W.R.?	ca. 75 a ca. 56

*Punto de determinación Rb/Sr: edad de significado dudoso

W.R.	Whole Rock (Roca Total)
a, b, d	Feininger, com. pers., 1978
c, h, j	Cordani, com. pers., 1979
e	Herbert, 1977; Hall y Calle, en impresión
f, g	Halpern, com. pers., 1979
i	Espín, com. pers., 1978

3.1.2 Grupo Tahuín (Precámbrico?-Paleozoico Superior?)

Las rocas asignadas al Grupo Tahuín también han sido interpretadas de diferente manera, en el uso corriente el término incluye dos unidades o Formaciones las que pueden representar edades significativamente diferentes. Gneises de alto grado y esquistos de la Formación San Roque pueden en parte ser del Precámbrico al Paleozoico Inferior: ellos afloran en una zona al Sur del Grupo Máfico Piedras con el que pueden estar asociados. Esquistos y filitas de grado bajo de la Formación Capiro pasan en el Suroeste a rocas casi no-metamorfizadas del Paleozoico Superior (e Inferior?). Rocas esquistosas similares al Sur de la Falla Jubones y al Norte de la Falla Arenillas-La Palma han sido incluidas en el Grupo Tahuín, pero pueden probar ser diferentes. El grupo está discordantemente cubierto por rocas Volcánicas Cretácicas (Celica), y por rocas volcanoclásticas y sedimentarias (Alamor).

3.1.2.1 Formación San Roque (Precámbrico-Paleozoico Inferior)

Gneises cuarzo-feldespáticos y esquistos de granate moscovita, de grado medio y alto, afloran en una extensa área al Sur del Grupo Piedras en el bloque Amotape-Tahuín, al Suroeste ecuatoriano; rocas similares, justo al Norte de la Falla Arenillas-La Palma, también están incluidas en la Formación. La Anfibolita de Portovelo aparece dentro de la secuencia gnéisica y su edad (732 ± 14 Ma) indicó que la Formación San Roque pertenece al Precámbrico, aunque Feininger (en impresión) sugiere incluir a la anfibolita en el Grupo Máfico Piedras, en vez de su íntima asociación con los gneises félsicos de la Formación San Roque.

La Formación San Roque puede incluir rocas del Paleozoico Inferior. Dataciones radiométricas han dado un resultado de 210 ± 8 Ma (K/Ar en biotita de gneises), pero Feininger (en impresión) interpreta esto como una edad de reordenamiento. Las rocas de más alto grado contienen sillimanita, pero se les ha interpretado como si se hubiesen metamorfizado a baja presión.

3.1.2.2 Formación Capiro (Paleozoico Inferior-Superior)

La Formación Capiro es una potente secuencia predominantemente de micaesquistos, filitas (metalimolitas) y cuarcitas, las que parecen ser posteriores a los gneises San Roque. Rocas metavolcánicas intercaladas aparecen muy raramente en el afloramiento sureño, pero al Norte de la Falla Arenillas son más comunes. Una anfibolita de la zona Norte ha dado una edad de 74.4 ± 1.1 Ma (K/Ar en anfíbol), pero esto es de significación dudosa y puede ser una edad reordenada (Feininger, en impresión).

El grado de metamorfismo de estos esquistos que van de pelíticos a psamíticos varía desde las facies de esquistos verdes a facies de anfibolitas medias, pero hacia el Sur se presentan cuarcitas virtualmente no metamórficas o de grado muy bajo. Siguiendo su rumbo, hacia el Noroeste peruano, cuarcitas similares en el Cerro Amotape contienen escasa fauna braquiópoda dispersa perteneciente al Devónico y están cubiertas discordantemente por sedimentos fosilíferos no-metamorfizados del Carbonífero. La Formación Capiro es por lo tanto evidentemente de una edad del Paleozoico Inferior a la base del Paleozoico Superior.

3.1.3 Grupo Zamora (Paleozoico Inferior al Superior?)

Las rocas metamórficas del Sur de la Cordillera Real son conocidas como el Grupo Zamora, el que es una secuencia potente e indiferenciada de esquistos moscovíticos-biotíticos, aunque hacia el Este se conocen paragneises y gneises graníticos metasomáticos (Kennerley, 1973). Metamórficos de más bajo grado (filitas, cuarcitas) en la parte Oeste se incluyen comúnmente al grupo, pero éstas pueden estar emparentadas con aquellas del Grupo Paute del Mesozoico. El espesor del Grupo Zamora es desconocido ya que su base no ha sido observada y se encuentra isoclinalmente plegado; yace discordante por debajo de volcánicos no-metamorfizados del Cretácico Inferior (Formación Celica) y está intruido por granitos ligeramente foliados datados en ca. 170 Ma (Jurásico Medio). Dataciones radiométricas de K/Ar de ca. 50 Ma (ejemplos en gneises a 20km al Este de Loja) deben por lo tanto indicar un reordenamiento durante un período de metamorfismo posterior o de un levantamiento, a pesar de que solo una deformación ha sido bien reconocida en el campo hasta el momento.

Los esquistos Zamora continúan hacia el Sur y no sufren discontinuidad al ingresar al Perú, en donde los esquistos del Grupo “Excelsior” que son su equivalente, yacen discordantes por debajo de sedimentos fosilíferos, no-metamorfizados del Triásico (Grupo Zana) y quizá de cuarcitas del Devónico (Formación Ñaupe) (Cobbing et al, 1981). Los esquistos son por lo tanto ciertamente del Paleozoico y probablemente del Paleozoico Inferior; su dirección es NNE desde la región del Arco “Olmos” (al Norte del Perú), en donde estos yacen por debajo de los Volcánicos del Cenozoico, hasta el Ecuador donde también están cubiertos por volcánicos jóvenes en algunos sectores. El Grupo Zamora, el cual forma la masa de la parte Sur de la Cordillera Real, y con rumbo NNE (Andes), es por lo tanto considerado como del Paleozoico Inferior (hasta el Superior), en parte (o totalmente) correlacionable con los esquistos de la Formación Capiro (Grupo Tahuín) a los que se acerca mucho en el área al Norte de Loja.

Hacia el Norte el Grupo Zamora comprende gran parte del Cinturón Metamórfico de la parte Sur y Central de la Cordillera Real ecuatoriana (Herbert, 1977). Sin embargo, al Este de Cuenca, el grupo subyace únicamente al lado Oriental de la Cordillera (al Este del Granito Amaluza), mientras que al Oeste aparecen metavolcánicos y metasedimentos de bajo grado del Mesozoico del Grupo Paute, el contacto posiblemente está fallado (cabalgamiento?) (Fig. 3), pero aún no ha sido mapeado. En los alrededores del Sangay, gneises que incluyen cuarzo azul y que muestran evidencias de metamorfismo retrógrado son considerados de una edad Paleozoica (Hall, comunicación personal) y pueden ser correlacionados con el Grupo Zamora. Más hacia el Norte, las rocas esquistosas y graníticas del Grupo Llanganates, también parecen ser correlacionables con el Grupo Zamora.

3.1.4 Grupo Llanganates (Paleozoico?)

La mayor parte de la Cordillera Real del centro del Ecuador, entre los volcánicos del Cuaternario del Sangay en el Sur, y del Antisana y Sumaco en el Norte, está también subyacida por rocas metamórficas indiferenciadas: el Grupo Llanganates, comprende principalmente mica esquistos granatíferos, para- y orto-gneises, pero incluye esquistos cloríticos, algo de cuarcitas y raramente delgadas bandas de mármol. En el extremo del flanco Occidental de esta cordillera, filitas y metalimolitas de bajo grado del Grupo Paute pueden estar todavía presentes en la parte Sur de este sector y quizás hasta el valle del Pastaza al Oeste de Baños.

En el valle del Patate hay evidencias de por lo menos dos fases distintas de deformación (Kennerley, 1971) con plegamientos de crenulación (Fig. 2) superpuestos sobre el principal plegamiento isoclinal (Fig. 1), observación importante que es ignorada con frecuencia. Las rocas varían desde las facies de esquistos verdes a las facies de anfibolita inferior a media, con un incremento en grado hacia el Este, a lo largo del valle del Pastaza desde Baños hasta Agoyán. Entre el Agoyán y Río Blanco, paragneises de grano medio (gneis de Agoyán) contienen moscovita, hornblenda, granate y cordierita, como también epidota y clorita los que se han formado durante un metamorfismo posterior. Al Este del Río Blanco, leuco-gneises pueden representar en parte rocas meta-ígneas y pasan gradacionalmente dentro del Granito Azafrán, pero el plegamiento isoclinal es aún evidente cerca de Río Verde. En otras áreas ortogneises con relictos de cordierita y sillimanita sugieren que ocurrió un metamorfismo retrógrado en las rocas de alto grado del “Basamento”, evidencias petrográficas indican que los esquistos fueron metamorfizados bajo la serie de facies Barroviana a presión media (Feininger, en impresión).

Dataciones radiométricas dan lugar a diversas interpretaciones. Los resultados de K/Ar sugieren que los episodios metamórficos del Cretácico Superior y del Paleoceno-Eoceno (ca. 79 a 54 Ma) han sido importantes (Tabla 2). Dataciones realizadas en rocas con Rb/Sr no han producido resultados concluyentes, pero sugieren que los paragneises tienen una edad metamórfica original que está sobre los 200 Ma (203 ± 34; ca. 238 Ma), con efectos secundarios de ca. 60 Ma. El ortogneis y granito Azafrán pueden representar un núcleo más antiguo Paleozoico o el equivalente metamorfizado del Granito Abitagua del Jurásico Medio (ver lámina 15). La probabilidad de un metamorfismo Permo-Triásico y quizá de un plutonismo post-tectónico indica que el Grupo Llanganates es esencialmente Paleozoico, pero puede incluir intrusivos del Mesozoico (Jurásico).

Ya sea que los esquistos pelíticos fueron originalmente sedimentos del Paleozoico Superior (¿de aguas profundas equivalentes a la Macuma y Pumbuiza?) o del Paleozoico Inferior (pre-Pumbuiza), no es evidente. Evidencias circunstanciales indican la existencia de una Cordillera (submarina) positiva de rocas cristalinas pre-cretácicas a lo largo de la Proto-Cordillera Real (ver lámina 1), en lugar de la aparición de una potente secuencia de sedimentos de agua profunda del Cretácico a lo largo de este eje. La correlación, por la vía del Grupo Zamora, con el Grupo Excelsior del Norte del Perú, también sugiere un metamorfismo pre-Mesozoico y quizá una edad Paleozoico Inferior para los sedimentos originales.

3.1.5 Grupos Cofanes y Ambuquí (¿Precámbrico y Paleozoico Inferior?)

Al extremo Norte del Ecuador las rocas metamórficas de la Cordillera Real parecen estar divididas en dos grupos. El Grupo Cofanes aparece solamente en el extremo Noreste y comprende ortogneises, migmatitas, gneises y anfibolitas cuarzo-feldespáticas. Es posible correlacionarlo con rocas del Macizo Garzón de la parte Sur de Colombia, al que se le ha sido asignado una edad Precámbrica. El Grupo Cofanes indica evidencia de tres episodios de deformación tectónica y de metamorfismo retrógrado y probablemente representa el núcleo antiguo de la Cordillera Real. Contactos con metamórficos jóvenes o con rocas ígneas están principalmente fallados, pero parecen estar parcialmente cubiertos en discordancia por esquistos pelíticos al Oeste (Grupo Ambuquí).

Las rocas metamórficas al Norte del Ecuador no solamente subyacen en gran parte a la Cordillera Real, sino que también se presentan en pequeños afloramientos aislados en la Cordillera Occidental, a lo largo del profundo cortado valle del Chota, al Noreste de Ibarra; ésta es la localidad tipo para el Grupo Ambuquí el que comprende esquistos sericíticos ricos en grafito de bajo grado y esquistos verdes. Los esquistos Ambuquí yacen debajo de sedimentos terciarios no-metamorfizados; y fallados contra volcanoclásticos ligeramente metamorfizados del Cretácico; estos indican los efectos de un metamorfismo retrógrado y han sufrido más de un período de deformación, pero su edad es desconocida (Hall y Calle, en impresión). Su relación con los metamórficos del Noroeste de la Cordillera Real es indeterminada a pesar de existir una separación de apenas 10km, su dirección es diferente y ellos pueden estar divididos por una importante falla. Por otro lado, los esquistos de bajo grado al Este de Papallacta son también ricos en grafito, mientras que las rocas más al Norte (Oyacachi, Saraurcu) han sido correlacionadas con las de Baños (Feininger, 1980).

El Grupo Ambuquí evidentemente continúa hacia el Norte en la Cordillera Central al Sur de Colombia, donde es asignado al Paleozoico Superior. Otra vez los datos radiométricos no son decisivos: edades de K/Ar a lo largo del corte de Papallacta, dan un rango entre 80 y 54 Ma, tal como en la región de Baños; determinaciones con Rb/Sr están afectadas por el alto contenido de grafito de estas rocas: el Grupo Ambuquí es tentativamente asignado al Paleozoico y correlacionado con aquellas que forman la masa de la Cordillera Real, más al Sur.

3.1.6 Formación Raspas (¿Cretácico?)

Rocas metamórficas de la Formación Raspas aparecen sólo en el bloque Tahuín al Suroeste del Ecuador, en contacto fallado con los Grupos Piedras y Tahuín y encajadas en harzburgita parcialmente serpentinizada. La Formación está compuesta de esquistos azules pelíticos y básicos (sin feldespato) metamorfizados en series de facies a presión alta. Esquistos con cianita y eclogita están acompañados por esquistos glaucofánicos retrógrados y por esquistos verdes. Una edad de 132 ± 5 Ma (Tabla 2) ha sido interpretada como una “edad de levantamiento” asociada con el emplazamiento del cuerpo ultrabásico circundante (Feininger, 1980, en impresión).

3.1.7 Formación Celica (¿Cretácico Inferior al Superior?)

Las rocas no metamórficas más antiguas de la Sierra ecuatoriana, comprenden una secuencia volcánica cretácica muy difundida que subyacen toda la Cordillera Occidental, desde la frontera con el Perú hasta Colombia. Originalmente todas éstas fueron incluidas como “Piñón”, conjuntamente con la Piñón tipo de la región costera, pero actualmente están diferenciadas en dos importantes Formaciones. La Formación Celica ocurre al Sur de la zona de la falla Jubones en el Sur de la Sierra ecuatoriana y continúa hacia el Perú. Consiste en una potente sucesión de andesitas masivas, homogéneas y de color gris verdoso con tobas andesíticas intercaladas; lavas más básicas no se han hallado, pero dacitas y aún riolitas han sido descritas (Bristow y Hoffstetter, 1977). Horizontes sedimentarios interestratificados (calizas, cuarcitas) son raros, aunque los Volcánicos Celica parecen estar interdigitados con los sedimentos marinos cretácicos del Grupo Alamor (Tabla 1).

La Formación Celica descansa sobre rocas metamórficas y yace discordante por debajo de sedimentos y volcánicos del Cretácico Superior (Maastrichtiense) y Paleoceno. Su espesor alcanza varios miles de metros y es intruida por batolitos plutónicos incluyendo el Batolito de Tangula, el que parece ser confiablemente datado en 114 ± 30 y 113 ± 3 Ma (Tabla 2). Esto sugiere una edad Cretácico Inferior para la Formación Celica, la que en parte puede ser correlacionada con el Grupo Volcánico Casma (Albiense) de la costa peruana. Se ha pensado que representa una secuencia de Arco-Volcánico, erupcionado subaerealmente y parte sobre un bloque levantado (metamórfico) y parte en una depresión hundida (Depresión, Lancones-Alamor) en donde se asoció con los sedimentos marinos y volcanoclásticos del Grupo Alamor.

3.1.8 Grupo Alamor (Cretácico: Aptiense-Senoniense)

Los sedimentos del Grupo Alamor fueron depositados en una depresión marina entre las crestas positivas (¿emergentes?) de las Cordilleras Amotape-Tahuín y el Arco Olmos/Cordillera Real (¿submarina?) al Suroeste del Ecuador y Noroeste peruano.

El hundimiento de la depresión Lancones-Alamor, parte de la cuenca Noroccidental peruana (Cobbing et al., 1981), comenzó en el Aptiano y posiblemente estuvo relacionado con el desarrollo del Arco Volcánico Cretácico (Formación Celica). El grupo previamente se lo conoció como Puyango y originalmente estuvo dividido en cuatro Formaciones (Kennerley, 1973), con base en el cambio de fases y en un ligero metamorfismo. Está mejor considerado estratigráficamente dos unidades que se correlacionan con las Formaciones Peruanas Pananga-Muerto y Copa Sombrero.

3.1.8.1 Formación Cazaderos (Aptiense a Albiense-Campaniense)

La Formación Cazaderos está compuesta de conglomerados basales y areniscas tobáceas que yacen debajo de una gran secuencia de lutitas calcáreas de color negro y calizas en capas delgadas. La secuencia basal sobreyace directamente a rocas metamórficas del Grupo Tahuín; la relación con los Volcánicos de la Celica es incierta. La Formación sobrepasa a los 1000 metros de espesor; la fauna, que incluye tanto de Ammonites grandes (Desmoceras, Brancoceras, Hysteroceras, Parahoplites) y a enormes troncos de árboles petrificados (Araucariacea), indica una edad Aptiense a Albiense, pero los microfósiles (Archeolithothamnium, Sulcorbitoides) de edad Campaniana sugieren la presencia de una unidad distinta en el tope (Bristow y Hoffstetter, 1977).

3.1.8.2 Formación Zapotillo-Ciano (¿Albiense-Senoniense o Maastrichtiense?)

La Formación Zapotillo-Ciano considerada originalmente como dos Formaciones separadas, pero contemporáneas de facies diferentes, consiste en flysch, compuesto principalmente por grauvacas, lutitas negras con menor cantidad de areniscas conglomerados, limolitas laminadas, cuarcitas y volcánicos. Los volcánicos predominan en el centro de la depresión (Facies Ciano) y comprende principalmente material volcanoclástico (tobas, depósitos en agua) y con algunas lavas. La Formación aparentemente también está interestratificada con un gran volumen de volcánicos asignados a la Formación Celica: se ha presumido que existe un contacto gradacional o interdigitado, aunque parte de la Celica podría ser tan joven o quizá más joven que la secuencia sedimentaria (Tabla 1). La Formación también sobreyace transicionalmente a la Formación calcárea Cazaderos, pero esto es evidentemente en parte a un cambio de facies. Hacia el Noreste, la secuencia está representada por meta-limolitas ligeramente metamorfizadas, pizarras y cuarcitas: las filitas Zambi (Kennerley, 1973) son el equivalente directo de las facies Zapotillo y por lo tanto son incluidas dentro de este grupo. La Formación Zapotillo-Ciano tiene varios miles de metros de espesor (¿ca. 30000 metros?) y al Sur está plegada en los ejes SW-NE, pero en las partes Norte y Central de la cuenca sobre los ejes E-W.

La secuencia es pobre en fósiles (Gavelinella, Allomorfina, Inoceramus, etc.), pero fundamentalmente pertenece al Cretácico Superior (del Cenomaniense a Senoniense o al Maastrichtiense), además puede incluir sedimentos y volcanoclásticos del Albiense, los que tienen correlación con la "Celica".

3.1.9 Formación Macuchi (Cretácico Superior-Paleógeno)

Gran parte de la Cordillera Occidental del Ecuador está compuesta de una enorme y potente secuencia de volcánicos (lavas y volcanoclásticos). Estas rocas estuvieron previamente agrupadas con la Piñón tipo de la región costera, pero posteriormente han sido diferenciadas como la Formación Macuchi y estudiadas más al detalle (Henderson, 1979, 1981). La Formación comprende areniscas volcánicas, limolitas, tobas turbidíticas redepositadas y lavas andesíticas a andesitas basálticas. Volcanoclásticas gruesas subordinadas (brechas) y sedimentos clásticos de grano fino (lutitas) son localmente importantes. Las lavas varían de porfiríticas a grano fino, de masivas a vesiculares o almohadillas, muchas tienen afinidades espilíticas y son principalmente de origen submarino. Son rocas típicamente de color gris verdoso a gris, duras y compactas, interestratificadas, con estratos volcanoclásticos duros de gran volumen.

3.1.9.1 Miembro Chontal

En el Norte, sedimentos no volcánicos aumentan en potencia y se dispersan ampliamente: estos actualmente han sido denominados como el Miembro Chontal, que reemplaza al término confuso de "Cayo de la Sierra" e incluye los sedimentos "Toachi". Sedimentos argiláceos duros, silicificados y generalmente verdosos, cherts y lutitas ocurren en un área muy amplia al Oeste del Batolito Apuela (Cerros de Chontal). Al Norte de Pacto las rocas equivalentes son pizarras y filitas verdes, ligeramente metamorfizadas las cuales continúan en Colombia (como el Grupo Dagua?). Evidencia faunal (Inoceramus, Globotruncana, Guembelina, Globigerina) indica una edad que varía del Turoniense a Senoniense (Coniaciense), para esta parte sedimentaria (basal a menos sedimentaria) de la Formación "Macuchi" (Bristow y Hoffstetter, 1977). Al Oeste de Quito, sedimentos silíceos verticales, los que son incluidos dentro del Miembro "Chontal" han sido interpretados como radiolaritas asociadas con un complejo ofiolítico (Juteau et al., 1977) pero la ocurrencia muy difundida de tales sedimentos dentro del afloramiento norte de la Formación Macuchi, sugiere más bien una sedimentación típica pelágica en un ambiente eugeosinclinal.

Al Sur del Ecuador la Macuchi es cortada abruptamente por la Falla Jubones; rocas volcánicas del Cretácico más al Sur, pertenecen a la Formación "Celica" la que en gran parte es de origen subaéreo. El límite occidental de la Formación está obscurecido por depósitos cuaternarios de la llanura costera; pero colinas aisladas al Sureste de Guayaquil (Cerro Masvale) parecen representar a la "Macuchi" tectonizada (cizallada, débilmente metamorfizada). A lo largo del flanco de la Cordillera Occidental, recientes mapeos han indicado que no hay cambio litológico a través de la Falla Pallatanga y de la zona milonítica. En el Norte del Ecuador la Macuchi está limitada hacia el Oeste por sedimentos Terciarios de la Cuenca Borbón, pero continúa hacia el Norte dentro de Colombia donde es conocida como Grupo Diabasa. El límite Oriental de la "Macuchi" sigue la cresta de la Cordillera Occidental, en donde está substancialmente cubierta por Volcánicos del Neógeno. Afloramientos aislados ocurren dentro del Valle Interandino; en el Norte, estos han soportado un ligero metamorfismo.

La Formación ha sido plegada, pero las estructuras no son muy evidentes debido al carácter masivo de la sucesión (Fig. 4), la que excede los 8000 metros en espesor, pero puede ser mucho más voluminosa. Su base no ha sido observada y en parte está sobrepuesta por la Formación Yunguilla (Maastrichtiense). Sin embargo, la edad de la Formación Macuchi es cuestionable. Al Oeste de Quito, sedimentos intercalados contienen fauna (Globotruncana, Guembelina, Inoceramus) del Senoniense (Sigal, 1968; Faucher y Savoyat, 1973), pero al Oeste de Latacunga, en el área "tipo" alrededor de "Macuchi", una fauna del Eoceno (Sphaerogypsina, Nummulites, Archeolithothamnium y otros) ha sido identificada en sedimentos volcanoclásticos y en calizas interestratificadas con lavas (Henderson, 1981; Bristow y Hoffstetter, 1977). En el Norte del Ecuador la "Macuchi" está claramente recubierta por lutitas de la Formación Yunguilla conteniendo una fauna Maastrichtiense. Una relación similar, pero transicional es aparente al Sur del Ecuador. Si la fauna del Eoceno en las rocas tipo de la Macuchi, al Oeste de Latacunga, ha sido identificada correctamente, los sedimentos que la recubren deberían ser también del Eoceno, o más jóvenes antes que del Cretácico Superior; podría existir dos secuencias de litología similar, pero de diferente edad dentro de la Cordillera Occidental. Sin embargo, no es posible indicar la distribución de los dos grupos: las áreas restringidas conteniendo fauna del Eoceno han sido distinguidas como la Formación Unacota (calizas, lavas y volcanoclásticos (ver pág. 20)), que sobreyace a la Formación Macuchi propiamente dicha (Cretácico Superior (Senoniense)). Los Volcánicos Macuchi están fuertemente espilitizados y alterados: las determinaciones de la edad isotópica muy raramente han tenido éxito. Una edad calculada con K/Ar de 51.5 ± 2.5 Ma (Cotecchia y Zezza, 1969) puede ser interpretada como un soporte para una edad del Eoceno (Inferior) para la Macuchi de la parte central del Ecuador, o como una edad reordenada. En composición las lavas de la Macuchi varían de toleítas olivínicas a cuarzo-andesitas, pero es evidente que la variación no es muy consistente, aunque las lavas basálticas pueden ser más comunes en el flanco occidental en la parte inferior de la secuencia y en el Sur. Ellas representan el material típico de un Arco-Isla depositado en un ambiente marino. En general, el rumbo del Arco Volcánico de la Macuchi es NNE a lo largo de la Cordillera Occidental, pero ha sido deslizado tectónicamente en diferentes bloques por una serie completa de fallas con rumbo NE las que posiblemente fueron activas en una gran parte del Cretácico Superior y en el Cenozoico. El movimiento a lo largo de las fallas fue en parte vertical y en parte horizontal (transformacional dextral) (Fig. 3 y ver págs. 34-35). Es posible que estratigráficamente y estructuralmente sean secuencias volcano-sedimentarias litológicamente idénticas, pero de diferentes edades (Macuchi Senoniense, Unacota Eoceno) y actualmente están expuestas en bloques tectónicos cercanos, o que los Volcánicos del Eoceno sobreyacen a los Volcánicos Senonienses sólo en ciertos lugares.

3.1.10 Formación Silante (¿Cretácico Superior (Senoniense) y/o Paleoceno a Eoceno Inferior?)

La Formación Silante es una secuencia volcanoclástica distintiva de capas sedimentarias rojizas que sobreyacen a la Macuchi a lo largo del flanco Occidental superior de la Cordillera en el Norte del Ecuador. No es conocida en otro lugar, aunque previamente se le agrupó con los conglomerados de la Cayo Rumi presumiéndose una edad Paleoceno (SNGM e IFP, 1969). Sin embargo, al Norte de Quito (Nono-Mindo), la Silante ha sido interpretada como subyacente de la Formación Yunguilla Maastrichtiense (Fig. 4) (Henderson, 1979) y en la actualidad tentativamente se le asignó una edad del Cretácico Superior (Senoniense Superior), aunque anteriormente ésta fue considerada de una edad Paleoceno y Eoceno Inferior (suprayaciendo a la Yunguilla y posiblemente es equivalente de la Formación Tiyuyacu del Oriente (Faucher y Savoyat, 1973; Bristow y Hoffstetter, 1977; Kehrer y Van Der Kaaden, 1979).

La Silante comprende areniscas volcánicas y conglomerados, grauvacas, lutitas rojas y verdes, tobas redepositadas y ocasionalmente lavas; su espesor es por lo menos de 5000 metros. Fragmentos de los conglomerados indican que los sedimentos son provenientes de la erosión y redepositación de material erosionado subaerealmente de la Macuchi, posiblemente en una cuenca marina superficial o en un ambiente litoral a lo largo de la margen del arco volcánico anterior. Los fósiles son muy escasos: los foraminíferos (Gaudryna, Globotruncana, Cibicides) fueron interpretados como derivados de la Yunguilla, una conclusión dudosa ya que el material detrítico sugiere una erosión de los estratos de la Macuchi y no de la Yunguilla. Sin embargo, en el extremo Norte del Ecuador, hay más evidencia substancial de que capas sedimentarias rojizas volcanoclásticas de la Silante-tipo cubren a la Formación Yunguilla. Las relaciones aparentemente confusas sugieren que en efecto pueden ser secuencias litológicamente similares, que pertenecen tanto al Senoniense como al Paleoceno y Eoceno Inferior exactamente, igual como parecen ser sucesiones de arco-volcánico de dos edades.

3.1.11 Formación Yunguilla (Cretácico Superior (Maastrichtiense) a Paleoceno)

Lutitas negras, físiles, finamente estratificadas tegulinas (exfoliables), negras y en capas delgadas, y argilitas compactas con calizas delgadas y lavas de la Formación Yunguilla recubren los Volcánicos de la Macuchi en varios sectores de la Cordillera Occidental. El contacto es bien definido, pero en el Norte es a menudo fallado, y la relación con la Formación Silante es raramente observada. En la parte central del Ecuador (1°-2°S) la Yunguilla pasa transicionalmente sobre la distintiva unidad conglomerática del Miembro Cayo Rumi y, en el Sur del Ecuador (Cañar-Cuenca) pasa a las areniscas y arenas de grano grueso del Miembro Ingapirca. La secuencia argilácea de la Yunguilla (Inferior) ha sido subdividida en tres, con una unidad calcárea intermedia al Norte, y dos en el Sur (Bristow y Hoffstetter, 1977). El espesor total sobrepasa los 3000 metros y la abundante fauna (Rugoglobigerina, Globorotalia, Spiroplectamina, etc.) indica una edad Cretácica (Maastrichtiense) al Paleoceno (Daniense) (Bristow y Hoffstetter, 1977).

La Yunguilla se correlaciona cronoestratigráficamente con la Formación Tena y fue depositada en una cuenca occidental (eugeosinclinal), dividida de la cuenca Oriente por el eje emergente de la Cordillera Real que aportó en gran parte los sedimentos para el conglomerado de la "Cayo Rumi", como también para las areniscas Tena.

3.1.11.1 Miembro Cayo Rumi

En la parte Central del Ecuador las series distintivas de arenas gruesas y conglomerados cerca de la cresta de la Cordillera Occidental, son distinguidas por la presencia de fragmentos de cuarzo blanco de origen metamórfico (o vetas). En el área tipo (Guaranda-Riobamba) conglomerados de cuarzo y areniscas (grauvacas) están interestratificados con calizas (Shobol) de edad Maastrichtiense; aquí el Miembro Cayo Rumi sobrepasa los 2000 metros de espesor. Al Sur del Chimborazo hay una transición hacia arriba claramente interdigitada de las lutitas típicas de la Yunguilla, hacia los conglomerados de la Cayo Rumi. Más al Norte idénticos conglomerados de cuarzo también cubren a las lutitas negras y a las grauvacas (Pilaló-Apagua), pero estas rocas argiláceas están aparentemente asociadas con una unidad de andesitas-calizas, la que ha arrojado fauna del Eoceno (Formación Unacota). De aquí podría haber dos sucesiones lutitas-conglomerados: la secuencia Yunguilla/Cayo Rumi (Maastrichtiense-Paleoceno) recubriendo los volcánicos de la Macuchi (Senoniense) y una secuencia equivalente sobre la Formación Unacota (Eoceno); hasta que las relaciones estratigráficas en el área de Pilaló sean mejor comprendidas, todas las ocurrencias de conglomerados cuarzosos son agrupados como Cayo Rumi, el cual es un miembro superior de la Formación Yunguilla (Fig. 4).

3.1.11.2 Miembro Ingapirca

Una transición similar hacia arriba desde argilitas hacia areniscas cuarzosas compactas y masivas aparece en el Sur del Ecuador (Cuenca-Cañar). Los sedimentos arenáceos forman el Miembro Ingapirca del tope de la Formación Yunguilla; su espesor es mayor a los 1000 metros y se presume que pertenece al Maastrichtiense.

3.1.11.3 Miembro Río Playas

En el Sur del Ecuador, conglomerados, lutitas negras (y volcánicos) en el área de Río Playas contienen fauna Maastrichtiense (Heterohelix, Globigerinelloides, Siphogenerinoides) y probablemente constituye otra facies local de la parte superior de la Formación Yunguilla.

3.1.12 Grupo Sacapalca (Terciario Inferior-Paleoceno)

Volcánicos y sedimentos del Terciario Inferior ocupan el graben de Cariamanga en el extremo Sur del Ecuador, cuyo rumbo es Norte-Sur. La Formación Sacapalca está compuesta de piroclásticos andesíticos (tobas y aglomerados) y lavas de color marrón a gris, en variables proporciones. La Formación Gonzanamá sobreyace concordantemente a los volcánicos Sacapalca; está compuesta de lutitas negras, limolitas y sedimentos arenáceos, con intercalaciones de tobas aglomeráticas y lavas. El Grupo volcanosedimentario Sacapalca ciertamente es posterior a los Volcánicos de la Celica sobre la que descansan discordantemente; también es más joven que el Miembro Río Playas de la Formación Yunguilla y está cubierto por otros volcánicos de edad Oligoceno y Mioceno. Las rocas están plegadas sobre los ejes Norte-Sur dentro del graben en donde su potencia alcanza los 3000 metros. Se le ha atribuido al Paleoceno (Tabla 1), pero hacia el Sur se le puede correlacionar con la parte inferior del Grupo Calipuy (Formación Llama) del Perú (Cobbing et al., 1981).

3.1.13 Grupo Paute (Laramídico?)

En la parte Centro-Sur del Ecuador el lado occidental de la Cordillera Oriental (Real) y el este de la Cordillera Occidental están subyacidos por rocas metamórficas de bajo grado del Grupo Paute. Al Este de la cuenca de Cuenca hay una transición de lutitas fosilíferas del Maastrichtiense (Yunguilla) a filitas interestratificadas con metavolcánicos del Grupo Paute (Bristow, 1973). Las rocas metamórficas han sido divididas dentro de la Formación San Francisco (meta-andesitas) y Formación El Pan (pizarra, filitas y cuarcitas). El grado de metamorfismo es significativamente más bajo que la mayoría de los esquistos (y gneises) atribuidos al Grupo Zamora del Paleozoico. Las filitas de los metavolcánicos San Francisco han dado edades radiométricas de 93 ± 3 y 88 ± 2 Ma (K/Ar: Roca total: Tabla 2), lo cual apoya a la interpretación de que la Formación representa una secuencia sedimentaria y volcánica del Cretácico Superior sujeta a un metamorfismo andino de bajo grado (Laramídico). La interestratificación de meta-argilitas y meta-andesitas (Volcánicos San Francisco) sugiere una correlación con la Macuchi (o Celica) y con la parte inferior de la Formación Yunguilla en la parte Oeste; las pizarras, filitas y cuarcitas de El Pan pueden ser las equivalentes de la Yunguilla Superior incluyendo al Miembro Ingapirca.

El contacto con las rocas metamórficas más antiguas de la Cordillera Real no ha sido mapeado; hay alguna evidencia fotogeológica que éste podría estar fallado (cabalgamiento), pero el Grupo Paute puede extenderse más al Este de lo que se ha señalado. Hacia el Sur del área tipo, al Este de Cuenca el Grupo Paute desaparece bajo una cubierta volcánica del Cenozoico; hacia el Norte está expuesta intermitentemente, quizá hasta el valle del Pastaza, al Oeste de Baños, en donde puede estar representado por filitas de bajo grado en un sinforme flanqueado por rocas metamórficas más antiguas (Kennerley, 1971).

3.1.14 Formación Unacota (Eoceno)

Rocas volcanoclásticas y calizas interestratificadas con andesitas en la parte central de la Cordillera Occidental, que previamente se les agrupó con rocas de litología similar, de la Formación Macuchi del Cretácico Superior, recientemente se ha descubierto que contienen fauna del Eoceno. En el área tipo (Unacota) las calizas contienen algo de material volcánico interestratificado, pero en Tenefuerte están intercaladas con lavas, formando una unidad de por lo menos 500 metros de potencia (Henderson, 1981). Entre estas localidades, en Pilaló, existen finas capas de areniscas volcánicas que contienen microfósiles, posiblemente del Eoceno, aunque no se encuentran incluidas las calizas. Calizas asociadas algunas veces con andesitas o volcanoclásticos, dentro de los volcánicos de la Macuchi de otras áreas, tal como en Chimbo, Selva Alegre y Goaltal en el Norte del Ecuador, también pueden ser del Eoceno y parte de la Formación Unacota; pero las calizas de Shobol, dentro de los conglomerados Cayo Rumi son del Maastrichtiense. De esta manera la extensión de la Formación Unacota es desconocida pues ésta pudo haberse desarrollado esporádicamente; sólo las pequeñas áreas con una fauna del Eoceno comprobada (Sphaerogypsina, Nummulites, Lithothamnium y otras) han sido distinguidas de la Macuchi (Bristow y Hoffstetter, 1977). Sin embargo, puesto que los arcos volcánicos del flanco andino occidental fueron levantados y emplazados en series de deslizamientos tectónicos, hay una posibilidad de que delgadas sucesiones volcano-sedimentarias actualmente expuestas en deslizamientos adyacentes hayan sido originadas en diferentes edades.

Las calizas Unacota y Tenefuerte del área Macuchi-Pilaló contienen fauna del Eoceno Medio, muy similar a la encontrada en las calizas San Eduardo-Javita-Ostiones de la región costera. Las primeras han sido atribuidas como de arrecifes originarios de aguas superficiales, para dar origen a las calizas compactas, turbidíticas (de aguas profundas) de la Costa (Feininger y Bristow, 1980); si es verdad, esto podría sugerir que los pocos afloramientos de calizas actuales en la Sierra son simplemente remanentes de un cinturón marginal de arrecifes de aguas superficiales, asociadas con volcanismo de Arco de etapa posterior si la actividad volcánica persistió en forma semicontinua desde el Senoniense hasta el Eoceno resultando la Formación Macuchi altamente diacrónica (Henderson, 1979) o si esta ocurrió en dos fases importantes separadas: Macuchi Senoniense y Unacota Eoceno, todavía no es claro. La primera interpretación, también presupone un fuerte diacronismo de la sucesión Yunguilla/Cayo Rumi, mientras que la segunda alternativa puede indicar que la secuencia flysch de amplia dispersión, aunque de litología uniforme, podría incluir estratos del Eoceno (¿Superior?), como también a la Yunguilla del Maastrichtiense.

3.1.15 Grupo Saraguro (Oligoceno-Mioceno)

En la parte Central y Sur del Ecuador depósitos dispersos de Volcánicos Terciarios, de origen terrestre subaéreo han sido distinguidos previamente bajo una variedad de nombres. La edad de las Formaciones individuales es dudosa, pero probablemente yacen dentro del Oligoceno al Mioceno Inferior. El Grupo Saraguro incluye las Formaciones Alausí, Loma Blanca, Saraguro y Chinchillo (Tabla 1), todas están compuestas de lavas intermedias (y raras veces más ácidas) y piroclásticos, que sobreyacen discordantemente rocas levantadas del Mesozoico y del Terciario Inferior de la Cordillera Occidental, y parcialmente recubren rocas metamórficas de la Cordillera Real. Hacia el Sur se correlacionan con los volcánicos del Grupo Calipuy (Formación Porculla) del Perú (Cobbing et al., 1981), pero aflora al Norte de los 2°S (Riobamba). La Formación Alausí (Riobamba-Cañar) son dominantemente lavas andesíticas (a dacíticas y riolíticas) y piroclásticos secundarios; una gran alteración hidrotermal ha dado lugar a la formación de depósitos de azufre. La Formación Loma Blanca (Loja-Gonzanamá) comprende piroclásticos con una pequeña cantidad de lavas de composición intermedia. La Formación Saraguro (Saraguro-Girón) es una secuencia alterna de lavas andesíticas y piroclásticos, recubierta por la Formación Chinchillo (Loja-Saraguro), que incluye lavas de andesíticas a riolíticas con escasos piroclásticos. La potencia total del Grupo sobrepasa los 1500 metros (Loma Blanca), quizá alcanza hasta los 2000 metros (Saraguro-Chinchillo) y está recubierto por sedimentos del Mioceno Inferior a Medio en algunas cuencas intermontanas, pero está cubierta principalmente por volcánicos más jóvenes.

3.1.16 Formación Biblián (Mioceno Inferior?)

Areniscas tobáceas de grano grueso y arcillas rojizas de la Formación Biblián representan al estrato más antiguo depositado en la cuenca de Cuenca, en la cual la Formación está confinada. Su espesor es de unos 1000 metros, descansa discordante sobre lutitas de la Yunguilla y está recubierta por sedimentos del Grupo Azogues. La escasa fauna (Doryssa, Diplodón) indica una edad del Mioceno.

3.1.17 Grupo Azogues (Mioceno Medio a Superior)

El Grupo Azogues (Sensu o' Rourke et al., 1968; Núñez del Arco, 1971; ver Bristow y Hoffstetter, 1977) incluye a las Formaciones Loyola, Azogues y Guapán de la cuenca de Cuenca (Tabla 1). La Loyola sobreyace a la Biblián, en parte transicionalmente, pero en algunos lugares con un conglomerado basal, sucedido por lutitas laminadas blancas beige (Bristow, 1973). El conglomerado basal tiene una rica fauna (Necronectes, Monocondylacea, Neritina, Puperitas; Bristow y Hoffstetter, 1977) que indica una edad Mioceno Medio. La Formación Azogues consiste en areniscas tobáceas con lutitas, arcillas y varios conglomerados; pasa transicionalmente sobre la Guapán, la que tiene una litología similar a las lutitas de Loyola de color blanco o beige. La potencia máxima del grupo es de alrededor de 700 metros y está recubierta por el Grupo Ayancay.

3.1.18 Grupo Ayancay (Mioceno-Plioceno)

El Grupo Ayancay que consiste en las Formaciones Mangán (Mioceno) y Santa Rosa (Plioceno), suprayace al Grupo Azogues en la cuenca de Cuenca, pero también recubre otras rocas fuera de la cuenca. Ésta es una secuencia alterna de areniscas, conglomerados y lutitas-arcillas: la Mangán contiene dos filones de carbón y la Santa Rosa es predominantemente una secuencia de capas sedimentarias rojas. El espesor total del Grupo Ayancay sobrepasa los 2500 metros y la fauna incluye Neocorbicula, Aylacostoma, Pyrgulifera y otros. Está recubierto en sitios transicionalmente por la Formación Turi del Plio-Pleistoceno.

La Formación Nabón cercana a la cuenca Nabón consiste en similares sedimentos arenáceos y argiláceos con piroclásticos: los filones de carbón mantienen correlación con la Formación Mangán. La flora fósil incluye Persea, Melochia, Melastomites, conocidas en la cuenca de Loja. Estratos similares también ocurren en las cuencas de Loja, Malacatus y Zumba, en donde diversos nombres originales pueden ser incluidos en el Grupo Quillollaco, el que a la vez puede ser correlacionado con el Grupo Ayancay. Los depósitos en la cuenca "Loja" comprenden conglomerados, areniscas, lutitas y carbón de la Formación San Cayetano, conglomerados y areniscas de la Formación Quillollaco, términos que se han empleado para incluir a los sedimentos de las cuencas Malacatus y Zumba.

3.1.19 Grupo Chota (Mioceno?)

En el Norte del Ecuador, rocas sedimentarias del Terciario se han desarrollado localmente en la cuenca del Chota al Norte de Ibarra. El Grupo comprende una secuencia de clastos y piroclastos continentales de casi 3000 metros de potencia, ésta incluye conglomerados, areniscas tobáceas, lutitas de varios colores de la Formación Tumbatu Inferior, y brechas volcánicas, conglomerados y sedimentos tobáceos de la Formación "Chota" Superior. Se le puede correlacionar con el Grupo Azogues y/o Ayancay del Sur ecuatoriano.

Al oeste de Latacunga, pequeños afloramientos de conglomerados volcánicos y sedimentos tobáceos o arenáceos (Formación Moraspamba) aparecen debajo de los Volcánicos Pisayambo, los que han sido incluidos en el mapa dentro del Grupo Chota.

3.1.20 Formación Pisayambo (Mioceno-Plioceno?)

La Formación Pisayambo consiste en una gruesa y extensa secuencia volcánica que cubre grandes áreas de la Cordillera en la parte Central del Ecuador. Está bien expuesta en partes del Valle Interandino y, constituye gran parte de las escabrosas tierras altas tanto al Este como al Oeste de Ambato. Los piroclastos son predominantes en la unidad inferior, la que incluye brechas gruesas y aglomerados como también tobas, con algunas lavas. Flujos masivos de lavas basálticas-andesíticas predominan en la parte superior. El espesor total probablemente sobrepasa los 2000 metros, pero considerables fallamientos y aún plegamientos suavemente encorvados son evidentes en algunas áreas (Latacunga-Isinliví). Está recubierta por conos volcánicos presumiblemente pertenecientes al Plioceno. La presencia de material tobáceo en los sedimentos del Mioceno Superior (Chota al Norte de la Sierra y Chambira en el Oriente) sugiere que una fase renovada de actividad volcánica comenzó en la época del Mioceno Superior: la Pisayambo es por lo tanto considerada que pertenece al Mioceno Superior o Plioceno.

3.1.21 Grupo Sicalpa (Plioceno)

El Grupo Sicalpa incluye los piroclastos (y raras lavas) expuestos en el área tipo, alrededor de Riobamba, como también depósitos volcánicos provenientes de varios conos volcánicos estratificados antiguos y erosionados en el Valle Interandino al Centro y al Norte del Ecuador (Sagoatoa, Igualata, etc.). Estos conos son posteriores a las lavas Pisayambo y están más erosionados que los Volcanes del Pleistoceno.

3.1.22 Formación Turi (Plio-Pleistoceno)

La Formación Turi comprende una secuencia bien estratificada de conglomerados y arenas fluviales, arcilla, tobas y brechas volcánicas, desarrolladas alrededor de la cuenca de Cuenca y en áreas amplias al Sur del Ecuador. Sobrepasa los 1200 metros de espesor y sobreyace concordantemente al Grupo Ayancay (Santa Rosa), aunque también cubren en determinados lugares a las Formaciones Macuchi y Yunguilla. Se le ha atribuido una edad Plio-Pleistoceno.

3.1.23 Grupo Altar (Pleistoceno)

Numerosos estrato-volcanes de tipo central se han formado en la parte Centro y Norte del Ecuador. Muchos de ellos están erosionados considerablemente, pero otros aún conservan sus conos bien formados, algunos con una altura de alrededor de 6000 metros. El Grupo Altar comprende dichos centros volcánicos, los que no indican evidencia de actividad en el Holoceno y casi son de edad segura del Pleistoceno, pero la distinción del Grupo Cotopaxi es más bien arbitraria.

Los centros volcánicos individuales del Grupo Altar se presentan en tres lineamientos principales: a lo largo de la Cordillera Oriental, dentro del Valle Interandino y a lo largo de la Cordillera Occidental. La primera línea incluye de Sur a Norte al Altar, Quilindaña, Sincholagua, Puntas, Cayambe y otros hacia el límite con Colombia, los que están interdispersos especialmente al sur con volcanes activos. Todos los volcanes del Valle Interandino son inactivos y más o menos erosionados; varios de ellos probablemente empezaron su actividad antes que los centros Pliocénicos (Sagoatoa, etc.) hayan cesado. Los principales están al Norte de Latacunga e incluyen al Rumiñahui, Pasochoa, Ilaló, Mojanda, Cusín, Imbabura. A lo largo de la Cordillera Occidental aparece la larga fila de los grandes macizos Volcánicos Chimborazo, Carihuayrazo, Illiniza, Corazón, Atacazo, Pichincha, Cotacachi, Yanahurco, Cerro Negro y el Chiles en el límite con Colombia: el alineamiento tiene un rumbo Norte desde el Chimborazo hasta el Pichincha, de aquí en adelante en lo que va desde el Pichincha hasta el Chiles el alineamiento es más hacia el Noreste. Los volcanes o sus remanentes están formados de material piroclástico interestratificado (tobas, brechas, aglomerados) y lavas (Hall, 1977). La mayoría son de composición andesítica, pero raramente se aprecian flujos dacíticos. Varios están cubiertos en parte por ceniza volcánica del Cuaternario conocida como cangagua.

3.1.24 Grupo Latacunga (Pleistoceno)

Varios depósitos volcano-sedimentarios de edad Pleistoceno, no relacionados a estratovolcanes específicos, aparecen en el Valle Interandino en la parte Norte del Ecuador. El Grupo comprende no sólo a la distintiva Formación Latacunga (material volcanoclástico no consolidado, tobas y pómez), sino también a otras Formaciones aisladas que se han depositado en cuencas diferentes (lacustres?) tales como la secuencia volcanosedimentaria San Miguel-Chiche de la depresión Guayllabamba; la Formación clástica/laharítica Riobamba y la Formación areno-tobácea Palmira. Todas ellas y otras, son nombres locales de aplicación limitada, por lo que han sido incluidos dentro del Grupo Latacunga.

3.1.25 Formación Tarqui (Pleistoceno)

Una gran parte de la Sierra Sur del Ecuador está cubierta por una capa de depósitos volcánicos ligeramente consolidados y alterados. En la secuencia predominan los piroclastos consistiendo en aglomerados que van de riolíticos a andesíticos, tobas, cenizas volcánicas e ignimbritas la mayoría de las que han sido fuertemente caolinizadas y/o silicificadas. Lavas dacíticas a riodacitas forman una parte subordinada de la sucesión Tarqui; horizontes menores no-volcanosedimentarios aparecen muy esporádicamente. El espesor de la Formación alcanza 1200 metros. Madera fósil ha dado edades de alrededor de 25000 y 34000 años, las que indican una edad del Pleistoceno Superior. Pirita está ampliamente desarrollada, algunas vetillas atraviesan a la madera fosilizada.

3.1.26 Formación Cangagua (Cuaternario)

La "Cangagua" o "Ceniza Volcánica" cubre grandes áreas de la Sierra Norte del Ecuador, particularmente en el Valle Interandino y las pendientes de los volcanes erosionados del Pleistoceno. Es un enorme depósito no estratificado parcialmente consolidado similar a un Loess compuesto por ceniza de grano fino a medio, de color café a amarillento o grisáceo. En el Norte incluye a dos o más capas prominentes de pómez. Al Sur se les ha incluido a tobas similares de color café (Volcánicos Guaranda). La cangagua esencialmente es de origen eólico, pero se ha conocido más depósitos lacustres estratificados. La fase principal de depositación parece a ver sido en el Pleistoceno, pero la redeposición o deposición renovada es evidente en el Holoceno (Bristow y Hoffstetter, 1977; Kennerley, 1980).

El espesor total de la cangagua es por lo general de 50-80 metros, pero en algunos sitios alcanza de 100-120 metros. Donde su espesor es menor de 10 metros no ha sido delineado en el mapa.

3.1.27 Grupo Cotopaxi (Cuaternario)

Diversos estratovolcanes importantes y algunos centros volcánicos más pequeños indican evidencia de una actividad reciente o histórica y están considerados que pertenecen al Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno).

Se incluye al Cotopaxi, al Tungurahua, Sangay y Antisana, a lo largo de la cresta de la Cordillera Oriental, mientras que las calderas del Guagua Pichincha, Quilotoa y Pululahua pertenecen a la Cordillera Occidental. El Sangay es uno de los volcanes continuamente más activos en el mundo (Hall, 1977) y al igual que el Cotopaxi tiene forma cónica casi perfecta. Las fases tempranas de estos volcanes ciertamente están cubiertas con aquellos del Pleistoceno (Altar, Chimborazo, Cayambe, etc.). Las lavas andesíticas y piroclásticos son predominantes, pero algunos indican una variación de dacitas primarias o riodacitas a través de una importante fase andesítica a lavas más básicas (basálticas) mientras que otras tuvieron una fase dacítica de etapa posterior. Los centros más pequeños como el Quilotoa que muestran más bien poca evidencia de actividad en el Holoceno y el Pululagua, que erupcionó hace unos 2000 años (Kennerley, 1980) son algo más ácidos (riodacitas). Depósitos lahariticos aparecen frecuentemente en los flancos o lejos de la base de algunos volcanes, el más espectacular se derivó de la catastrófica erupción del Cotopaxi en 1877. Varios depósitos de lahares y ceniza eólica (tefra) gradan transicionalmente hacia el "Cuaternario Indiferenciado" de la Sierra que incluye tillitas y travertino, así como también terrazas y depósitos aluviales.

3.2 Rocas plutónicas

Numerosos cuerpos plutónicos, que varían desde complejos batolíticos a pequeños stocks y diques que han sido delineados en la Sierra ecuatoriana. La mayoría son rocas intrusivas granitoides del Cretácico y del Terciario (Tabla 2., Fig. 2). Pocos son de composición intermedia, pero varios cuerpos básicos a ultrabásicos han sido emplazados tectónicamente. Rocas granitoides más antiguas, foliadas y metamorfizadas o granitos metasomáticos aparecen esporádicamente, principalmente en la parte Sur de la Sierra: algunos pueden pertenecer al Paleozoico.

3.2.1 Granitos metasomáticos-foliados y metamorfizados (Paleozoico?)

Dentro de terrenos Precámbricos-Paleozoicos del bloque Tahuín existen por lo menos dos batolitos alargados compuestos de rocas granitoides metamorfizadas y foliadas. El **Plutón Marcabelí** (Fig. 2) consiste en facies de cuarzodiorita y alaskita: dataciones radiométricas indican una edad mínima de 214 ± 6 Ma, pero es incierto si esto significa magmatismo triásico o un evento metamórfico desconocido. El Plutón alargado **La Florida** consiste en granodiorita gnéisica y foliada, éste corre paralelo con los paragneises San Roque. Cuerpos granitoides metasomáticos o metamorfizados han sido mapeados en los metamórficos del Grupo Zamora en la parte Sur de la Cordillera Real (Kennerley, 1973). El Cuerpo **Palanda** (en el extremo Sur del Ecuador, al Norte del Batolito del Río Mayo) es una tonalita hornbléndica con una textura gnéisica foliada y con numerosas “intercalaciones” de rocas metamórficas. Dataciones radiométricas indican una edad mínima de 180 ± 5 Ma (Fig. 2), pero ésta es probablemente una edad metamórfica reordenada y la formación original del cuerpo puede haber sido más antigua posiblemente del Paleozoico. El cuerpo de biotita y granito Tres Lagunas mucho más pequeño, al NE de Saraguro, ha dado una edad similar (Jurásico) de 173 ± 4 Ma y éste puede también representar a un granito metasomático o metamorfizado, cuya edad original puede haber sido más antigua. Sin embargo, grandes batolitos, probablemente del Jurásico, ocurren en la región subandina al Este de la Cordillera Real, el más conocido es el Granito de Abitagua (ver págs. 4-5 y Fig. 2). Al Oeste de este granito, dentro de las rocas metamórficas de la Cordillera yace el Granito gneis de Azafrán, el que se corta al Este debido a un cabalgamiento que forma el límite entre la Sierra y la zona Subandina del Oriente. La margen Occidental está foliada y también parcialmente fallada contra los metamórficos. Sin embargo, estudios recientes muestran que la mayoría de los “Gneises Agoyán”, unas facies del “Grupo Llanganates” entre el Río Blanco y el Río Verde en la carretera Baños-Puyo pueden ser en realidad ortogneises (granitos metamorfizados), aunque el plegamiento isoclinal en los gneises también es evidente cerca de Río verde. El Cuerpo Azafrán ha sido interpretado como un granito metamorfizado o cuarzomonzonita (Kennerley, 1971; Hall y Calle, en impresión). Datos isotópicos (Rb/Sr) indican una edad aproximada de 156 ± 45 Ma: estos pueden ser datos no confiables, pero podría ser una edad reordenada o apuntar a un enlace con el Granito de Abitagua.

3.2.2 Intrusiones del Cretácico y del Terciario Inferior

Grandes cuerpos intrusivos de ciclo plutónico del Cretácico al Paleógeno aparecen principalmente al Sur del Ecuador. En la Cordillera Real los Batolitos Río Mayo y Portachuela se extienden (y penetran) hacia el Norte desde el Perú (Fig. 2). Estos intruyen principalmente rocas metamórficas del Grupo Zamora, y son probablemente más jóvenes que los volcánicos Celica. Al Oeste yace el más grande cuerpo plutónico dentro de la Sierra ecuatoriana, el Batolito Tangula, que es quizá la última expresión importante más norteña del Gran Batolito Costanero del Perú. El Batolito Tangula comprende principalmente granodiorita-biotítica con facies de tonalita-hornblenda-biotita cerca de la margen; se ha ubicado también pequeños plutones de granito y diorita hornbléndica (Bristow y Hoffstetter, 1977). El Batolito Tangula intruye a la Formación Celica, pero está cubierto por los Volcánicos Sacapalca. Dataciones radiométricas (K/Ar) dan aparentemente edades mínimas confiables de 114 ± 30 Ma y 113 ± 3 Ma (Aptiense) (Fig. 2) que sugieren que este complejo intrusivo es uno de los más antiguos de la multifase de Batolitos Costaneros (Cobbing et al., 1981). Al Norte de estos importantes cuerpos batolíticos, hay una línea irregular de plutones más jóvenes (Cretácico Superior, Paleoceno), con dirección Norte, por lo menos hasta la Falla Jubones. Estos incluyen al **Plutón San Lucas**, (granodiorita, tonalita, granito biotítico) que abarca a los metamórficos Zamora al Norte de Loja y muestra signos de un leve metamorfismo (Hall y Calle, en impresión). Datación por el método K/Ar varía entre 70 ± 2 y 63 ± 1 Ma (Kennerley, 1980) a 52 ± 2 Ma (Herbert, 1977) (Fig. 2). Al Oeste de Loja la granodiorita similar El Tingo ha sido datada en 50 ± 3 Ma (Eoceno); e intruye a la Formación Sacapalca, la que está considerada dentro del Paleoceno. Los plutones de granodiorita al Norte y al Este de Zaruma-Portovelo aún no han sido datados, pero han sido incluidos dentro del plutón Amarillo (bosque), que probablemente yace dentro de la misma edad (Senoniense) variando del Maastrichtiense al Paleoceno (Eoceno). Más al Norte, al Este de Cuenca yace la granodiorita Amaluza, la que tiene una edad mínima de 49 ± 2 Ma y yace cerca del contacto entre las filitas del Grupo Paute (y los más antiguos) esquistos/gneises en la parte Este, y pueden haber sido afectados por el metamorfismo en el Eoceno. Al Sureste de Riobamba y también cerca de este contacto la diorita-tonalita Magtayán, con una edad mínima de 75 ± 3 Ma (Senoniense Medio), intruye a los metamórficos, el que debería por lo tanto ser más antiguo. Posteriormente el metamorfismo de bajo grado en el Eoceno, pudo haber afectado al Plutón Magtayán. El feldespato potásico da una edad aparente de 54 ± 2 Ma. La “hornblendita” cercana al Sur de Magtayán da una edad de 85 ± 3 Ma. Más al Oeste, el flanco de la Cordillera Occidental es caracterizado por la presencia de numerosos plutones, incluyendo al Batolito de Apuela del Norte del Ecuador. La mayoría o quizá todos son expresiones de plutonismo post-Eoceno, pero algunos pueden ser del tope del Terciario Inferior (Fig. 2).

3.2.3 Intrusivos del post-Eoceno

A lo largo de toda la Cordillera Occidental desde la Falla Jubones hacia el Norte hasta el límite con Colombia, la secuencia volcánica del Arco de Isla está intruida por numerosos plutones pequeños, principalmente granodiorita, pero con un rango de granito a tonalita (cuarzodiorita) y raramente diorita. Parte de la sucesión volcánica puede ser del Eoceno (ver pág. 16) por lo tanto se ha considerado que el plutonismo a lo largo de esta zona fue post-Eoceno, quizá principalmente Mioceno. Edades radiométricas (K/Ar) han sido obtenidas sólo para dos de estos plutones (Fig. 2, Tabla 2). Al Sur, la granodiorita Chaucha da 13 ± 1 a 10 ± 0.5 Ma, la última quizá está relacionada con actividad hidrotermal tardía a la que fue asociada la mineralización. En las inmediaciones hay cuerpos de composición intermedia, el más grande es un plutón alargado de diorita y hornblenda con contactos fallados; podría ser más antiguo que la Granodiorita Chaucha. En la parte central del Ecuador, el cuerpo las **Guardias**, parte del Plutón **Balzapamba**, da edades K/Ar de 31 ± 1 Ma (en biotita) y 19 ± 3 Ma (en hornblenda) indicando una edad del Oligoceno Superior o Mioceno Inferior (Henderson, 1979). Partes de la Granodiorita Balzapamba están alteradas y mineralizadas hidrotermalmente; esto puede haber afectado a las dataciones isotópicas. En el Norte del Ecuador, el Batolito Apuela por contacto ha metamorfizado las calizas de Selva Alegre, transformándolas en mármol, lo que evidentemente ocurre al tope de la secuencia volcánica “Macuchi” y puede correlacionarse con la Formación Unacota del Eoceno. Una edad post-Eoceno ha sido propuesta para el Complejo Batolítico Apuela, el que incluye un rango de facies de granito a tonalita (cuarzodiorita) y diorita, pero principalmente está constituido por granodiorita-hornbléndica-biotítica. Esta línea de plutonismo post-Eoceno evidentemente continúa hacia el Norte hasta Colombia, donde intrusivos probablemente del Mioceno son conocidos (Hall y Calle, en impresión).

Esta línea de plutonismo que tiene un rumbo NNE ha sido interpretada como dos grupos distintos divididos por la Falla Pallatanga (Hall y Calle, en impresión). Sin embargo, existe poca evidencia para esto, ya que una división casi segura ocurre en la Falla Jubones, el plutonismo post-Eoceno puede haberse extendido más al Sur: un pequeño plutón granito-granodiorita que intruye a la Formación Sacapalca en el extremo Sur del Ecuador, ha sido datado en 29 ± 5 Ma (Oligoceno Superior). No es muy claro si éste indica un enlace con los plutones de época posterior (del sector oriental) del Batolito Costanero del Perú o con la línea de stocks de alto nivel que están más al Este y que continúan hacia el Sur del graben de Cariamanga-Huancabamba, en dirección del Batolito Pomahuaca y del stock Michiquillay (datado como ca. 20 Ma) hacia el Batolito Cordillera Blanca del Perú (Cobbing et al., 1981).

3.2.4 Cuerpos Básicos y Ultrabásicos

Rocas intrusivas básicas a ultrabásicas aparecen muy esporádicamente; dentro de las rocas volcánicas Macuchi de la Cordillera Occidental, en la parte Central y Norte del Ecuador; y en el Bloque Tahuín al Sur del Ecuador. El gabro Saloya o San Juan yace al Oeste de Quito, en contacto fallado con rocas de la Macuchi y Yunguilla y parcialmente cubierto por volcánicos del Pleistoceno. Éste es un complejo de dunita, peridotita, gabro olivínico, norita y anortosita; se aprecia una acumulación de bandeamiento en ciertos lugares, pero la peridotita masiva y el gabro-norita son los predominantes. Las bandas basales más básicas ocurren a lo largo del contacto fallado del lado occidental donde un considerable espesor de serpentinita masiva y dunitas serpentinizadas se han formado. Un ligero metamorfismo de las rocas circundantes parece ser de origen dinámico antes que de contacto termal. El emplazamiento se ha considerado que es tectónico: el cuerpo ha sido interpretado como parte de una serie ofiolita, asociada con sedimentos silíceos (radiolaritas) y un complejo de diques diabásicos (Juteau et al., 1977), pero las unidades posteriores son más probablemente rocas normales de la Yunguilla y Macuchi. Sin embargo, el cuerpo ultrabásico San Juan por sí solo puede representar un fragmento emplazado tectónicamente o una ofiolita desmembrada. Un cuerpo aislado de serpentinita también ocurre al Oeste de Latacunga (Pujilí), pero está conectado con el Complejo San Juan por una continua falla de cabalgamiento. A lo largo de la falla Pallatanga no se conocen rocas ultramáficas y solamente se trata de andesitas milonitizadas de la “Macuchi”. En el Norte del Ecuador varios cuerpos grandes, alargados como diques ultrabásicos ocurren dentro de los Volcánicos Macuchi y en los sedimentos del Miembro Chontal. Estudios a detalle son escasos: parecen estar relacionados con zonas de falla de rumbo NE y también podrían ser producto del material de la corteza oceánica emplazada tectónicamente.

En el Sur del Ecuador rocas básicas de grano fino incluyendo basaltos, jaspilitas y microgabros, han sido ubicados a lo largo de la zona de Falla Jubones, las que pueden representar parte de una sutura compleja, que separa los Volcánicos de Arco de Isla del Terreno metamórfico del Bloque Tahuín. Más al Sur a lo largo de la falla Arenillas-La Palma, está la gran harzburgita El Toro, parcialmente serpentinizada. Un pequeño cuerpo similar no relacionado con la zona de falla, ocurre entre las Fallas Jubones y Arenillas. La harzburgita El Toro aparentemente intruye a los esquistos verdes del Precámbrico del Grupo Piedras y está fallado contra las rocas más félsicas del Grupo Tahuín (Feininger, 1980). Éste abarca a rocas metamórficas de alta presión de la Formación Raspas. La harzburgita, puede haber ascendido desde profundidades considerables y probablemente fue emplazada tectónicamente, quizá en el Cretácico o más tarde.

La Asociación de cuerpos ultramáficos alóctonos con varias de las importantes fallas que se dirigen al Este y al NE y que se fracturan en el arco volcánico que se dirige NNE de la Cordillera sugieren la presencia de corteza oceánica ultramáfica en los alrededores al Oeste e indica los sucesos tectónicos predominantes que dieron lugar al emplazamiento de los Volcánicos de Arco.

3.3 Estructura

La Sierra del Ecuador está separada de la zona Subandina del Oriente por una importante zona de cabalgamiento. El límite Occidental es morfológicamente la base de las estribaciones de Los Andes, el que desaparece debajo de los depósitos aluviales de la región costanera. Estructuralmente el límite geológico del tipo cordillerano, probablemente yace ligeramente más al Oeste, por debajo de una cobertura cuaternaria, donde el complejo de la Falla Guayaquil-Babahoyo probablemente se extiende al Norte desde el Golfo de Guayaquil, por debajo de la Cuenca Guayas (Fig. 1 y 3). La región de la Sierra en su totalidad es tectónicamente muy compleja, pero puede ser dividida en subprovincias estructurales.

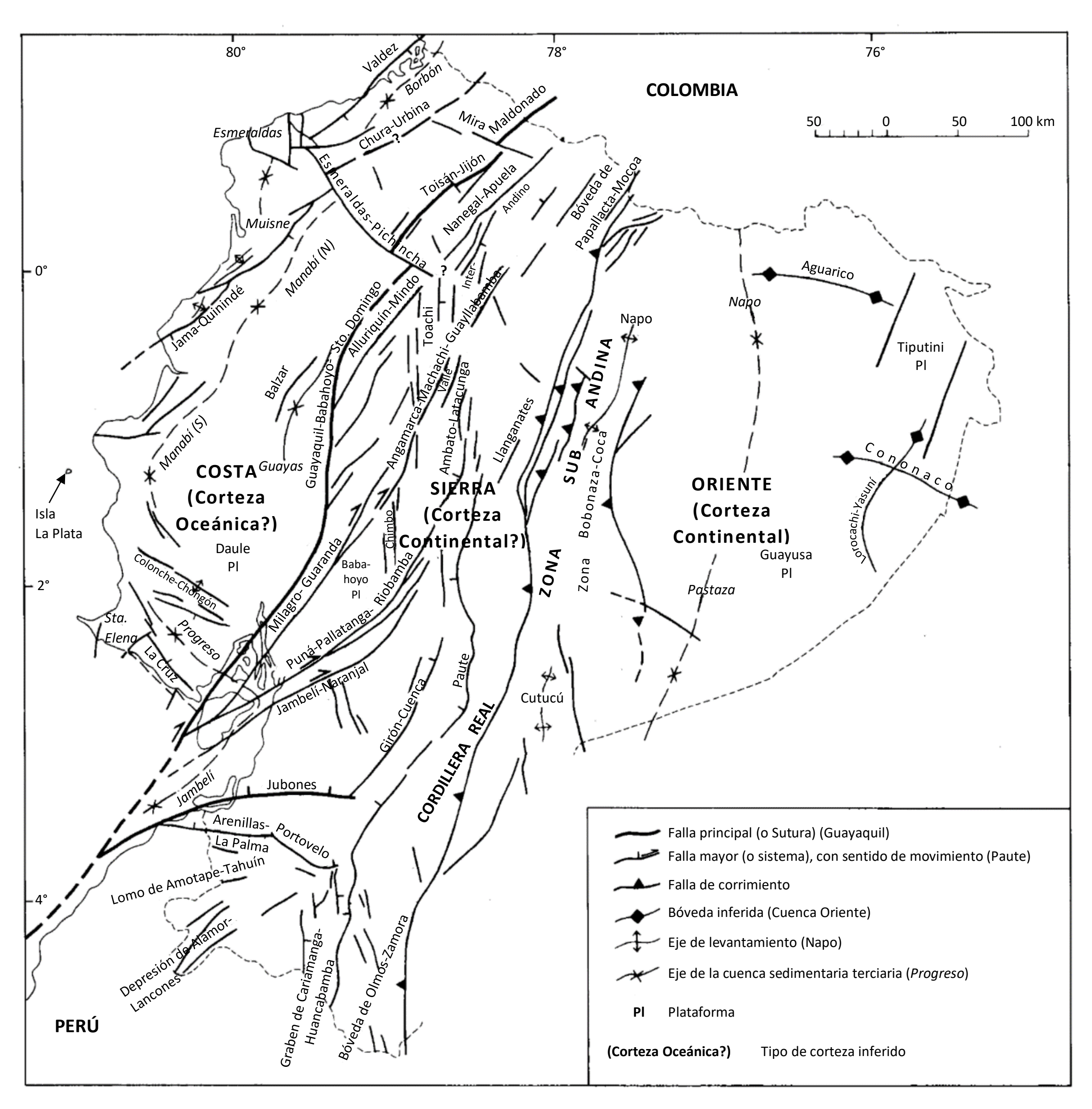


Figura. 3 Principales características estructurales del Ecuador

3.3.1 Cordillera Oriental

La Cordillera Oriental forma una zona estructuralmente continua, alargándose desde la frontera Sur hasta la Norte, limitada al este por las fallas de cabalgamiento de fuerte ángulo de la zona Subandina y al Oeste por los grabens Cariamanga y Huancabamba en el Sur y por el Valle Interandino en el Norte (Fig. 1). En la parte Central del Ecuador este límite Occidental no está muy claramente definido: los metamórficos Paute de bajo grado forman parte de ambas Cordilleras en la región de la cuenca de Cuenca; el límite entre estos metamórficos del Mesozoico al Terciario Inferior, con el núcleo de las rocas más antiguas, también puede estar fallado.

Gran parte de la Cordillera Oriental ha permanecido como un eje esencialmente positivo, desde el Mesozoico Inferior. Desde entonces hasta el Cretácico Superior el sector Oriental (Paleozoico) fue probablemente una cresta submarina (ver págs. 1-2), pero evidentemente ha emergido desde el Maastrichtiense: clásticos de la Formación Tena y de otras Formaciones más jóvenes de la Cuenca Oriente, tienen una derivación occidental. Más al Sur, este eje positivo continúa como el Cinturón Metamórfico levantado del Arco Olmos, que separa la Cuenca del Noroeste Peruano de la Cuenca Pongos al Este (Cobbing et al., 1981). El Sector Occidental de la Cordillera Oriental en la parte Central del Ecuador, recibió depósitos volcánicos marinos y clásticos como parte de la cuenca eugeosinclinal occidental en el Cretácico Superior; luego del metamorfismo del Terciario Inferior, esta región probablemente también fue levantada.

El plegamiento en las rocas metamórficas de la Cordillera Real es evidente sólo en pocos lugares. El plegamiento isoclinal (Fig. 1), generalmente sobre los ejes N-S, buzando hacia el Sur con foliación y hundiéndose hacia el Oeste, ha sido observado en el Grupo Llanganates y fue probablemente el tipo dominante de deformación (Paleozoica) a lo largo de la zona. Plegamientos de crenulación superpuestos (Fig. 2) con lineamientos que buzan hacia el Norte en el Valle de Patate (Kennerley, 1971) sugieren una segunda fase distinta de movimientos orogénicos. La mayoría de las fracturas ahora evidenciadas a lo largo de la Cordillera Oriental han resultado de una orogenia andina de etapa posterior y levantamiento en el Neógeno (Fig. 3). Fallas de cabalgamiento con un ángulo de buzamiento alto orientado al NNE ocurren dentro del cinturón metamórfico (Fig. 4) superpuestos sobre antiguas estructuras, las que en el Sur se orientan más hacia el Este. Fallas secundarias con un rumbo SSE también están probablemente relacionadas al tectonismo del Neógeno: ellas controlan la configuración de las cuencas intermontanas del Mioceno de la parte que está más al Sur del Ecuador.

3.3.2 Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental puede ser dividida en dos provincias estructurales importantes, por la gran zona de Falla Jubones, que es la expresión somera de un cambio fundamental en la Geología Andina, la cual marca el límite norte de la deflexión de Huancabamba (Campbell, 1974), identificada como el límite entre los Andes Centrales y del Norte (Fig. 1 y 3).

3.3.2.1 Sierra Sur

La falla Jubones con una dirección casi de Este a Oeste; hacia el Este ésta se enlaza con la Falla Girón que se dirige al NE y se extiende hacia el Noreste por debajo de la cuenca de Cuenca. Hacia el oeste la Falla Jubones también oscila en dirección SW-NE en la costa y aguas afuera. La Falla Arenillas-La Palma es una derivación Sureña de la Jubones (Fig. 3), al este puede unirse con la falla de Portovelo con una dirección NW-SE, la que forma el límite Norte de la depresión Lancones-Alamor (parte de la Cuenca del Noroeste peruano), en la que se depositaron los sedimentos cretácicos del Grupo Alamor. Hacia el Noroeste de esta depresión yace el bloque Cratónico positivo Precámbrico-Paleozoico de la Cordillera Amotape-Tahuín, que continúa hacia el Sur, como la altura marginal del NW Peruano (Cobbing et al., 1981). Las estructuras en este bloque son altamente complejas (Feininger, en impresión), pero se orientan principalmente de ENE y ESE. Los pliegues isoclinales y recumbentes en esquistos y gneises se presume que son del Paleozoico o son más antiguos. La deformación y el metamorfismo del Triásico pueden haber sido superpuestos. Las fallas más importantes probablemente estuvieron activas durante un largo período, desde el Mesozoico Inferior al Terciario Medio y quizá aun posteriormente. Al Sureste de la depresión Alamor y entre las Fallas Portovelo y Jubones se depositaron Volcánicos Cretácicos continentales sobre un basamento metamórfico más antiguo, que está separado del eje positivo Arco Olmos-Cordillera Real por el graben Cariamanga-Huancabamba (Fig. 3). El plegamiento dentro de los volcánicos masivos de la Formación Celica es poco evidente, pero los depósitos contemporáneos de Flysch de la depresión Alamor fueron moderadamente plegados sobre ejes con dirección NE. El graben de Cariamanga tiene una orientación hacia el Norte, pero está limitado por un complejo sistema de fallas, posiblemente formadas en los comienzos del Terciario y fue rellenado con una gran cantidad de volcánicos del Paleógeno que están débilmente plegados y fracturados.

Así pues, la zona de Falla Jubones divide las rocas metamórficas del Paleozoico, del Bloque Positivo Tahuín, con su cobertura de volcánicos continentales del Cretácico Inferior y sedimentos Flysch depositados localmente (Grupo Alamor), de los Volcánicos de Arco de Isla Marino del Cretácico Superior, que forman la totalidad de la Cordillera Occidental del Ecuador, al Norte.

3.3.2.2 Cordillera Occidental: Arco Macuchi

El Arco Volcánico Marino del Cretácico Superior al Terciario Inferior se extiende hacia el Norte desde la zona de la Falla Jubones de la parte Sur del Ecuador, a lo largo de toda la Cordillera Occidental, hasta el límite con Colombia y quizá más allá. Tiene una dirección general NNE, pero está dividida en varios bloques por una serie de fallas que se orientan de SW-NE. Las fallas parecen continuar hacia el Suroeste dentro del Golfo de Guayaquil, por debajo de la cuenca Terciaria Jambelí-Tumbes (de la región costanera y costa afuera) y pueden llegar a juntarse y formar un sistema (Fig. 3). La morfología y geología de la Cordillera Occidental indican que las fallas pueden tener características semejantes, siendo en parte dextral y transformacional, pero también mantienen un significante (desconocido) componente vertical. La principal característica tectónica del sistema es la falla Guayaquil-Babahoyo, que se le infiere como continuación hacia el Norte por debajo de la Cuenca Guayas, no muy al Oeste de las estribaciones de los Andes; se ha supuesto que ésta podría representar una importante sutura entre la corteza continental, cubierta por volcánicos de Arco Marino en la Sierra hacia el Este y la corteza oceánica de la región costanera hacia el Oeste (ver Corte Geológico).

Los Volcánicos de Arco del Cretácico Superior al Terciario Inferior están así delimitados por la Falla Jubones en el Sur, por la sutura Guayaquil-Babahoyo-Santo Domingo al Oeste y por los metamórficos de la Cordillera Real al Este. Otra estructura importante es la Falla Puná-Pallatanga, la que se bifurca y posiblemente continúa en la parte alta de la Sierra; puede cambiar su rumbo hacia el Norte y llegar a ser una falla limitante del Valle Interandino. El mapeo reciente indica que no hay mayor cambio litológico en la Falla Pallatanga la cual probablemente representa una de las derivaciones de la sutura Guayaquil-Santo Domingo. En la actualidad es evidente que existen otros ramales importantes (Fig. 3): la Falla Jambelí-Naranjal al Sur de Pallatanga; la fractura Milagro-Guaranda más al Norte, que probablemente continúa como el sistema de Fallas Angamarca-Machachi-Guayllabamba; la zona de Fallas Alluriquín-Mindo al Norte de la parte Central del Ecuador; y quizás la Falla Nanegal-Apuela del Norte del Ecuador. La mayoría también son un sistema de bifurcación que junto con otras fallas que tienen el mismo rumbo, atraviesan el Arco Volcánico cortándolo en una serie de bloques tectónicos. Cuerpos ultramáficos aislados, están asociados con algunas de las fracturas las cuales pueden haber levantado material de la corteza oceánica (¿ofiolita desmembrada?) hacia niveles estructurales superiores. No es evidente si el Arco Volcánico fue originalmente formado más o menos in situ (Henderson, 1979, 1981) o si fue transportado desde cientos de kilómetros desde el Oeste (Feininger y Bristow, 1980). Es posible que haya sido cortado en varios bloques estructurales por un complejo sistema de fallas tipo “cola de caballo” y finalmente emplazado tectónicamente hasta su posición actual, durante movimientos y levantamientos de la orogenia andina.

El Arco Volcánico de la Macuchi al Norte de Santo Domingo parece haber sido desplazado por la falla transversal Esmeraldas-Pichincha que se orienta de NW a SE y que explica la extensión hacia el Noroeste en la Cordillera a esta latitud (Fig. 3). Los datos gravimétricos indican que al Norte de esta falla los Volcánicos Cretácicos están subyacidos principalmente por material denso similar al de la corteza oceánica bajo la zona costanera (Feininger, 1977). Por tanto, es probable que la parte Norte del Arco Macuchi sea ensimática, lo que es también una característica de la Cordillera Occidental de Colombia. La falla transversal parece no haber desplazado considerablemente a la sutura fundamental, entre la corteza oceánica y la continental: en el Ecuador ésta empieza en el Golfo de Guayaquil y sigue la margen occidental de la Cordillera (Occidental) (Sutura Guayaquil-Babahoyo-Santo Domingo). Más al Norte en el Ecuador y Sur de Colombia puede ser representada por la Falla Toisán-Jijón Maldonado (¿sutura?) con sus ultrabásicos asociados, que están dentro o más al Norte al Este de la Cordillera Occidental. Esta diferencia es parcialmente el resultado (¿etapa final?) del desplazamiento hacia el Noroeste del Arco Volcánico Cretácico en la Falla Esmeraldas-Pichincha. Cerca al límite con Colombia, la Falla Mira es otra característica estructural con la misma orientación transversal.

Un importante fallamiento que va de Norte a Sur está también evidenciado por el sistema de Fallas Río Chimbo-Río Toachi (Fig. 3). Éstas, junto con las fallas que bordean al Valle Interandino pueden ser estructuras jóvenes (o reactivadas) originadas por el levantamiento Neógeno. Los plegamientos de los Volcánicos Macuchi, realmente han ocurrido, pero no son muy evidentes. Un fuerte plegamiento de los sedimentos Silante y Yunguilla en un eje que va de N-S o NE-NW fue el resultado de la deformación en el Paleoceno o Eoceno Superior (Fig. 4). Los volcánicos Terciarios tan jóvenes como del Plioceno (Formación Pisayambo) han sido plegados o combados, también fracturados. Depósitos del Pleistoceno también han sido afectados por fallamiento, especialmente en el Valle Interandino.

3.3.3 Valle Interandino y Cuencas Intermontanas

Con excepción del graben de Cariamanga del Paleoceno, en la parte Sur de la Sierra, las cuencas interandinas se originaron como resultado de un hundimiento y un levantamiento diferencial en el Mioceno y quizá también posteriormente. La mayoría son fallas controladas, aunque esto es menos obvio para la cuenca de Cuenca, donde depósitos plio-cuaternarios solapan en gran parte y obscurecen al patrón estructural. Otras cuencas intermontanas del Sur del Ecuador (Nabón, Loja, Malacatus, Zumba) aparecen principalmente dentro de la Cordillera Oriental y están limitadas por fallas que se orientan al NNW. El Valle Interandino se orienta hacia el Norte y hacia el NNE y es una característica bien definida desde Riobamba hacia el Norte, hasta el límite con Colombia y aún más allá. Los depósitos volcanosedimentarios del Neógeno están cimentados por Volcánicos Macuchi ensiálicos o por rocas metamórficas del Paleozoico (Fig. 4): en el Ecuador, el límite de las fallas no refleja un cambio de corteza continental a Oceánica. El valle es esencialmente una fractura típica o un graben con fallas de bloque formado en un régimen tensional durante el reciente período de levantamiento y arqueamiento de la corteza continental a lo largo de la cadena montañosa andina.

4. GEOLOGÍA DE LA COSTA

La región costera del Ecuador geográficamente comprende toda el área al Oeste de los Andes. Geológicamente en el Sur, ésta incluye al Sector Suroccidental del Arco Volcánico Macuchi Cordillerano. Volcánicos de la Macuchi tectonizados están expuestos en los cerros de Masvale a unos 40km al SE de Guayaquil y son parte de la plataforma Babahoyo, la que se caracteriza por tener una cobertura delgada de depósitos del Cenozoico (inferior a los 500 metros) directamente sobreyaciendo a volcánicos del Arco Cretácico. Hacia el Oeste, rocas ocultas de la Macuchi están posiblemente limitadas por la falla Guayaquil-Babahoyo-Santo Domingo, que probablemente representan una gran sutura entre la corteza continental al Este y la litósfera oceánica en el Oeste (Fig. 3), donde las rocas más antiguas conocidas son basaltos cretácicos de la Formación Piñón: ellos pueden representar el material del piso oceánico del Mesozoico o estar directamente recubiertos por éste. En la parte Norte del Ecuador, la división entre la geología “Cordillerana” y “Costera” no está bien definida, pero se considera como límite oriental de la cobertura de los sedimentos marinos del Terciario, que se sobreponen hacia el Sureste (Cuenca Borbón) a los volcánicos cretácicos que se suponen son del tipo Macuchi; este límite no corresponde necesariamente al límite entre la litósfera continental y oceánica.

El basamento basáltico (oceánico) de la costa está recubierto por una gran sucesión sedimentaria del Cretácico Superior y Terciario, que fue depositada en varias cuencas limitadas por fallas dentro del geosinclinal Bolívar (que tiene un rumbo NNE), o en la cuenca Ante-Arco que se extiende desde el Noroeste del Perú hasta Panamá: la Cuenca Progreso que se halla al Sur de los Cerros Chongón-Colonche; la cuenca alargada Manabí que se halla en la parte central de la Costa ecuatoriana, dividida en centros de depósitos hacia el Norte y hacia el Sur (Fig. 3); y la cuenca Borbón en el Norte que continúa como cuenca Tumaco en el Suroeste de Colombia. Otras cuencas subordinadas (cuencas Santa Elena y Esmeraldas) tienen una estratigrafía relacionada a aquella de las cuencas principales, las que están separadas por ejes positivos (Cerros Chongón-Colonche) o por bloques de plataforma (Plataforma Daule). La secuencia Terciaria es más potente (superior a los 10000 metros) en la cuenca Jambelí-Tumbes que está “costa afuera” en el Golfo de Guayaquil. Ésta sobreyace a la sutura Guayaquil-Babahoyo y podría en parte ser ensiálica; estratigráficamente está relacionada a la cuenca ensimática Progreso.

4.1 Estratigrafía

La sucesión estratigráfica detallada difiere en cada una de las principales cuencas y ha sido descrita con una nomenclatura confusa (y cambiante), la que aquí se representa en forma simplificada (Tabla 1). El control tectónico de la sedimentación fue importante especialmente en la cuenca Progreso, donde rocas alóctonas emplazadas durante el Eoceno Superior podrían posiblemente estar relacionadas con aquellas de la cuenca Talara ubicada en el Noroeste del Perú (Feininger y Bristow, 1980). El basamento volcánico y la secuencia del Cretácico Superior, como también la cobertura Cuaternaria son más o menos uniformes en toda la Costa; la sucesión Terciaria dentro de la cuenca del ante-Arco varía considerablemente entre los centros de depósitos individuales.

1. Costa: norte-central del Ecuador

2. Costa: sur-central del Ecuador

3. Sierra, Cordillera Occidental: norte del Ecuador

4. Sierra, Cordillera Occidental: Ecuador central

5. Sierra, Valle Interandino: norte del Ecuador

6. Zona Subandina/Oriente: Ecuador central

7. Zona Subandina/Oriente: Sur del Ecuador

Escala

Vertical 1:100000

Horizontal 1:200000

Fig. 4 Secciones esquemáticas que ilustran las diferencias en los estilos estructurales.
Ver los símbolos estratigráficos en la Tabla. 1 y la ubicación en la Fig. 1

4.1.1 Formación Piñón (Cretácico)

La Formación Piñón comprende el complejo volcánico básico que probablemente subyace gran parte de la región costera del Ecuador, al Oeste de la sutura Guayaquil. Los afloramientos más importantes ocurren a lo largo de los flancos norteños de la Cordillera Transversal Chongón-Colonche (con rumbo WNW-ESE) y en las montañas de Jama que se dirigen hacia el Noreste, los que representan ejes positivos o bloques levantados limitados por fallas. La Piñón consiste en: lavas basálticas y brechas de origen submarino, piroclásticos turbidíticos pobremente estratificados y delgadas capas de sedimentos intercalados (pelágicos). Las lavas van de masivas a porfiríticas, algunas exhiben estructuras almohadilladas. Los análisis químicos muestran que pueden ser toleítas de una cresta oceánica (Goossens et al., 1977) o del sector toleítico primitivo de los volcánicos de un arco de isla (Henderson, 1979). La Formación se caracteriza por fuertes anomalías gravimétricas positivas, que también representan corteza oceánica (Feininger y Bristow, 1980), o está directamente subyacida por material de piso oceánico. Incluye intrusivos ultrabásicos, los que pueden representar la capa inferior de la corteza oceánica. La base de la Piñón es desconocida; está aparentemente sobreyacida transicionalmente por la Formación Cayo y por lo tanto es pre-Senoniense. Las dataciones radiométricas (Tabla 2) son confusas, pero sugieren una edad de por lo menos 113 ± 10 Ma a 107 ± 15 Ma (Goossens y Rose, 1973; Kennerley, 1980). La Piñón puede variar desde el Aptiano o quizá aún antes a un Turoniano o al Senoniense más inferior; por lo tanto, es más antigua y puede subyacer en parte a la Macuchi, es más equivalente en edad a los volcánicos de la Celica, como también a los del Grupo Casma de la costa peruana.

4.1.2 Formación Cayo (Cretácico Superior: Senoniense, Maastrichtiense)

La Formación Cayo está expuesta ampliamente en los Cerros Chongón-Colonche y muy esporádicamente al Norte hasta Jama. Subyace al material terciario que llena las cuencas Progreso y Manabí, descansando con una aparente concordancia sobre la Piñón. La Formación consiste en una gran secuencia (ca. 3000 metros) de sedimentos marinos y volcanoclásticos: brechas volcánicas basales están sobreyacidas por brechas y conglomerados de grano fino, areniscas tobáceas y grauvacas; la parte superior es menos volcánica, en la que dominan argilitas pizarrosas silicificadas de color verdoso que pasan arriba dentro de los cherts del Miembro Guayaquil, que comprende argilitas altamente silicificadas, limonitas y cherts, que en ciertos lugares sobrepasan los 1000 metros de espesor. La mayor parte de la silicificación es secundaria; los cherts Guayaquil no pueden representar una unidad estratigráfica (superior) verdadera.

La Formación Cayo contiene una abundante fauna de radiolarios (Staurodictya, Spongodiscus, Stylotrochus y otros) y foraminíferos (Rzehakina, Bulimina, Eponides, Anomalinoides) los que señalan una edad que varía del Senoniense al Maastrichtiense; el Miembro Guayaquil que es Maastrichtiense (Globigerina, Globotruncana y otros) pero puede variar hasta el Paleoceno (Daniense) (Bristow y Hoffstetter, 1977). La Cayo de este modo se correlaciona con una parte de la sucesión Macuchi-Silante-Yunguilla en la Cordillera Occidental y quizá con la secuencia Napo-Tena de la cuenca Oriental. Los volcanoclásticos Cayo pueden ser equivalentes de aguas profundas de la Formación Silante, mientras que la presencia de pillow-lavas, diques y columnas basálticas dentro de las argilitas Cayo muestran que el volcanismo continuó tanto en la región costera como en la Sierra durante el Cretácico Superior. La Formación volcanosedimentaria Cayo fue depositada en la parte occidental hacia el lado oceánico del Arco Volcánico de la Macuchi, en una cuenca Ante-Arco en desarrollo (geosinclinal Bolívar) y posiblemente fue separada de la cuenca Tras-Arco no volcánica (Oriental), no solamente por el arco-isla, sino también por el eje positivo emergente de la Cordillera Real (ver págs. 1-2).

4.1.3 Formación Punta Piedra

Pequeños afloramientos de rocas metamórficas ocurren cerca de la gran falla del Golfo de Guayaquil: éstas varían desde lutitas filíticas y meta-areniscas a gneises. Su origen es incierto; pueden representar bloques aislados de rocas metamórficas del Mesozoico y Paleozoico (¿Capiro?) emplazados tectónicamente.

4.1.4 Formaciones San Eduardo y Ostiones (Eoceno Inferior- Medio)

Los sedimentos del Paleoceno y del Eoceno inferior no están registrados en la región costera del Ecuador, excepto como unidades alóctonas. Las Calizas San Eduardo descansan sobre la Formación Cayo, con poca evidencia de discordancia. Particularmente está bien desarrollada a lo largo Sur de la Cordillera Chongón-Colonche orientados casi de Este a Oeste, al Oeste de Guayaquil. Afloramientos aislados aparecen al Norte hasta Jama; hacia el Norte, a la caliza equivalente se le ha llamado Formación Ostiones, la que sobreyace a la Piñón directa y discordantemente. La Formación San Eduardo comprende calizas clásticas, compactas, turbidíticas, bien estratificadas (calcarenitas y calciruditas) compuestas por fragmentos y granos de arrecifes de algas, interestratificadas con escasas lutitas calcáreas y cherts. Varía hasta los 200 metros de espesor y contiene fauna (Archeolithotamnium, Discocyclina, Spiroplectoides y otros) del Eoceno Inferior-Medio. Aunque algunas calizas de arrecife (¿San Antonio, Javita?) se les ha incluido dentro de la Formación (Bristow y Hoffstetter, 1977), la San Eduardo representa principalmente a un "flysch" calcáreo depositado en aguas profundas y posiblemente se derivó de arrecifes de algas asociadas con volcánicos del Eoceno de la Sierra (Formación Unacota) (Feininger y Bristow, 1980). Las Calizas Ostiones están silicificadas y fuertemente plegadas, pero aparte de ello son semejantes a la San Eduardo.

4.1.5 Complejo Olistostrómico Santa Elena (Eoceno Medio tardío a Superior)

La Península de Santa Elena está subyacida por un complejo alóctono caótico constituido por bloques inmensos de rocas sedimentarias formadas por un desplome submarino de gran escala hacia la cuenca Progreso (Colman, 1970). La terminología estratigráfica antigua y confusa en la actualidad es obsoleta. El Complejo comprende actualmente tres olistostromos importantes, junto con tres unidades más pequeñas de olistolitos o deslizamientos. El Olistostromo "Wild flysch" es probablemente el bloque basal y sobreyace a las Formaciones autóctonas Piñón y Cayo. Está expuesto a lo largo de la costa Norte de la Península, evidentemente varía entre los 200 a los 1000 metros de espesor y contiene abundantes olistolitos de basaltos de la Piñón y argilitas silíceas de la Cayo. La matriz varía desde arcilla a arenisca y contiene foraminíferos del Eoceno Medio tardío a Eoceno Superior (Bolivina, Bulimina) (Bristow y Hoffstetter, 1977), señalando que representa parte de la porción superior de la sucesión estratigráfica original (pre-derrumbamiento). El sobreyacente Olistostromo Azúcar es el bloque más grande, siendo su espesor mayor a los 3500 metros y ocurre en gran parte de la península excepto en la parte Noroeste.

Consiste en enormes (superior a los 10km de largo) a pequeños olistolitos de areniscas y conglomerados, como también de rocas de la Cayo y de la Piñón. El conglomerado contiene clastos de origen metamórfico de bajo grado y cuarzo blanco, sin material volcánico; las unidades contienen una pobre microfauna del Paleoceno al Eoceno Medio (Rzehakina, Haplophragmoides, Globigerina; ver Bristow y Hoffstetter, 1977). La matriz consiste en rocas suaves incompetentes sin diagnóstico fosilífero. El Olistostromo "Clay Pebble" contiene olistolitos de las Formaciones Cayo y San Eduardo y, del conglomerado y areniscas Azúcar del Paleoceno, como también sedimentos del Eoceno Medio (¿a Superior?) que también son encontrados en las pequeñas unidades del complejo. La matriz es una arcilla arenosa con cantos rodados de arcilla, desde redondeados a subangulares e incluye un fósil distintivo (Hastigerinella) de edad Eoceno Medio. Las unidades más pequeñas dentro del Complejo son: los Olistolitos Ancón, que consisten en areniscas tobáceas del Eoceno Medio tardío al Superior y aparece tanto debajo como encima del Olistostromo Azúcar; el deslizamiento Socorro es parte de un olistostromo deformado compuesto principalmente por grauvacas del Eoceno Superior, está sobreyacido por la arcilla Seca, una masa de pequeños deslizamientos de sedimentos del Eoceno Superior. El origen de los sedimentos del Paleoceno (preservados en olistolitos) y de los sedimentos del Eoceno Medio tardío al Eoceno Superior (formando principalmente la matriz de los olistostromos y de las unidades más pequeñas o deslizamientos) es incierto. Las interpretaciones varían desde una deposición original en la Sierra (deslizándose hacia el Oeste), a una relación con el levantamiento de los Cerros Chongón-Colonche (Kennerley, 1980; Bristow y Hoffstetter, 1977) o a una transportación hipotética desde un lugar tan lejano como la cuenca "fallada" Talara en el NW del Perú (Feininger y Bristow, 1980).

El emplazamiento fue debido a un desplome submarino dentro de la cuenca Progreso de aguas profundas en el Eoceno Superior, pero la matriz de los sedimentos varía hasta el Eoceno Superior e incluye bloques de rocas consolidadas cretácicas del Paleoceno y del Eoceno Medio.

4.1.6 Formaciones San Mateo-Punta Blanca y Zapallo (Eoceno Medio tardío a Superior)

Al Norte de la cuenca Progreso sedimentos marinos autóctonos fueron depositados en aguas someras de la cuenca Manabí y de la cuenca Borbón durante el Eoceno Medio tardío al Superior (Tabla 1). La Formación San Mateo sobreyace a las Calizas San Eduardo en la parte Sur de la cuenca Manabí (Portoviejo a Manta). Consiste en areniscas de grano fino a medio descansando sobre un conglomerado basal; vetillas de lignito aparecen en ciertos sectores de la secuencia que alcanza los 800 metros de espesor. La fauna (Psammosphaera, Uvigerina, Guembelina, Heterohelix) indica una edad Eoceno Medio Tardío a Superior y sugiere una deposición principalmente en aguas someras y ocasionalmente en aguas algo más profundas. En el sector Norte de la cuenca Manabí (Jama) la Formación Punta Blanca descansa en aparente concordancia sobre calizas actualmente reasignadas a la Formación San Eduardo: consiste en arcillas interestratificadas con tobas y aglomerados que alcanzan un espesor total de alrededor de 1000 metros. La microfauna indica una edad Mioceno Medio (zonas Kugleri, mexicana o rohri; ver Bristow y Hoffstetter, 1977) y la Formación es en parte equivalente a la Formación San Mateo.

La Formación Zapallo de la cuenca Borbón (Esmeraldas) incluye la basal “Caliza Santiago” que pasa gradacionalmente hacia arriba a secuencias de lutitas duras, tobas, arcillas silíceas y limos. La unidad “calcárea” tiene un espesor de 500 metros; comprende un conglomerado basal (calcáreo) sobreyacido por calizas arenosas y areniscas; contiene una fauna (Globigerinita, Turborotalia, Helicolepidina) del Eoceno Medio tardío al Superior, en parte es equivalente estratigráficamente a las areniscas San Mateo de la cuenca Manabí, y es incluida dentro de la Formación Zapallo para evitar confusión con las calizas Santiago del Jurásico de la Región Oriental. Descansa discordantemente sobre Volcánicos Cretácicos (Macuchi) a lo largo de la margen Suroriental de la cuenca Borbón y sobre los basaltos Piñón, o en las calizas Ostiones y San Eduardo, en la parte Central. La parte superior de la Formación Zapallo (lutitas, no calcáreas) contiene una rica fauna del Eoceno Superior (Bolivina, Stichocassidulina, Globorotalia) y llega hasta los 1000 metros de espesor; lo que sugiere un ahondamiento de la cuenca Borbón.

4.1.7 Formaciones Playa Rica-Pambil (Oligoceno Inferior-Mioceno Inferior)

La Formación Playa Rica comprende un gran conglomerado basal y una secuencia de lutitas grises a negras duras y laminadas, con intercalaciones de areniscas y arenas, restringidas a la cuenca Borbón. Tiene un espesor máximo de 800 metros, descansa discordantemente sobre la Formación Zapallo y pasa hacia la Formación Pambil que consiste en lutitas limosas masivas, de unos 750 metros de espesor. La Formación Playa Rica contiene fauna (Crania, Balanus, Alvania, junto con Lepidocyclina, Globigerina, Globorotaloides) asignada al Oligoceno Inferior y Medio (Bristow y Hoffstetter, 1977); la Pambil puede variar del Oligoceno Superior (Zona opima-opima) al inicio del Mioceno Inferior (Zona Stainforthi; ver Bristow y Hoffstetter, 1977).

4.1.8 Formación Tosagua (Oligoceno Superior Mioceno Medio)

En las cuencas Progreso y Manabí no hay evidencia de sedimentación durante una gran parte del Oligoceno Inferior: la Formación Tosagua descansa discordantemente sobre el Complejo Santa Elena (Progreso) o sobre la Formación San Mateo (Manabí). La Formación está dividida en tres miembros, el más inferior está restringido a la cuenca Progreso (ver Tabla 1). Hacia el Norte pasa lateralmente a la Formación Viche en la Cuenca Borbón.

4.1.8.1 Miembro Zapotal (Oligoceno Superior a Mioceno Inferior)

Está expuesto alrededor de las márgenes de la cuenca Progreso, el Miembro Zapotal consiste en conglomerados basales, areniscas y lutitas sobrepasando los 1000 metros de espesor. La fauna (principalmente moluscos) indica una edad Oligoceno Superior a Mioceno Inferior (Bristow y Hoffstetter, 1977).

4.1.8.2 Miembro Dos Bocas (Mioceno Inferior a Medio)

El Miembro Dos Bocas comprende la mayoría de la Formación Tosagua: descansa gradacionalmente sobre las Arenas Zapotal alrededor de la margen de la cuenca Progreso, pero puede ser parcialmente equivalente en el centro; en la cuenca Manabí sobreyace discordantemente a la Formación San Mateo. La Dos Bocas consiste principalmente en lutitas de color chocolate, localmente con otras litologías (limolitas, areniscas, bentonita) y alcanza un espesor máximo de 2400 metros en la cuenca Progreso y 1000 metros en la Manabí. La edad varía entre Mioceno Inferior a Medio (Zonas N5-13 de Blow, 1969) (Bristow y Hoffstetter, 1977). En la cuenca Progreso está sobreyacida transicionalmente por el Miembro Villingota (lutitas blancas) y donde ésta es ausente por la secuencia más arenácea y limosa Subibaja que forma la parte inferior de la Formación Progreso, pero que se le puede correlacionar en parte con la Formación Tosagua, ya que también parece ser del Mioceno Medio. En Manabí el Miembro Dos Bocas está sobreyacido por el Miembro Villingota o por la Formación Onzole del Grupo Daule.

4.1.8.3 Miembro Villingota (Mioceno Inferior a Medio)

El Miembro Villingota consiste en lutitas laminadas diatomáceas con un color blanco de meteorización, variando de 250-650 metros de espesor, sobreyace transicionalmente a las lutitas “chocolate” del Miembro Dos Bocas. La abundante microfauna indica una edad Mioceno Inferior a Medio (N6-13 de Blow, 1969; ver Bristow y Hoffstetter, 1977). En la cuenca Progreso la parte superior empieza a tornarse más limosa y arenosa (facies Subibaja) pero aún contiene delgados horizontes de lutitas blancas. En la cuenca Manabí estas lutitas típicas fueron previamente incluidas dentro de la secuencia Charapotó, un término obsoleto usado originalmente para describir a las lutitas Villingota y a sectores de la sobreyacente Formación Onzole.

4.1.9 Formación Viche (Mioceno Inferior a Medio)

Al Norte de Jama la Formación Viche, es el equivalente lateral de la Tosagua y consiste en conglomerados basales, areniscas y lutitas (quizá en parte equivale al Miembro Zapotal en la cuenca Progreso), sobreyacida por una gran secuencia de lutitas limosas de color café, localmente tobáceas y calcáreas. Descansa discordantemente sobre la Formación Pambil y está sucedida por la Formación Angostura (Grupo Daule).

La fauna indica una edad Mioceno Inferior a Medio (Zona N7-10 de Blow, 1969), aunque las capas basales pueden ser de los finales del Oligoceno (N3-4; ver Bristow y Hoffstetter, 1977).

4.1.10 Grupo Daule (Mioceno Medio-Plioceno)

Los sedimentos del Grupo Daule están expuestos desde Pedro Carbo (Sur de Manabí) hacia el Norte, hasta el límite con Colombia (Borbón), pero fueron separados de la cuenca Progreso por la emergente Cordillera Chongón-Colonche. El Grupo Daule comprende tres Formaciones.

4.1.10.1 Formación Angostura (Mioceno Medio inferior)

La Formación Angostura constituye una secuencia litoral, transgresiva que sobreyace a la Formación Tosagua en Manabí y a la sucesión Viche Playa Rica/Pambil en la cuenca Borbón. Conglomerados basales están sobreyacidos por areniscas (calcáreas) de grano grueso a fino, el espesor varía de 0-600 metros y la fauna indica una edad Mioceno Medio inferior (¿Zona N9? de Blow, 1969; Bristow y Hoffstetter, 1977).

4.1.10.2 Formación Onzole (Mioceno Medio a Superior)

La Formación Onzole consiste especialmente de limolitas azules (amarillas-café, cuando están meteorizadas) con escasas intercalaciones de lutitas, areniscas y aún conglomerados variando de 0-500 metros de espesor. En el área de Esmeraldas "La Onzole Inferior" comprende lodolitas azules grisáceas y arcillas con horizontes de areniscas. La Onzole sobreyace a la Formación Angostura, o cuando ésta última está ausente a la Formación Tosagua (Villingota), aparentemente en contacto concordante. Incluye a la parte superior de la secuencia Charapotó, un término que ya no se aplica y contiene una fauna, que varía en edad desde el Mioceno Medio, por lo menos hasta Mioceno Superior (Zonas N13 a N15-18 de Blow, 1969) (Bristow y Hoffstetter, 1977).

4.1.10.3 Formación Borbón (Mioceno Superior-Plioceno)

La Formación Borbón normalmente comprende areniscas calcáreas azul-grisáceas con un conglomerado basal, sobreyacentes a las limolitas Onzole. En el área de Esmeraldas el estrato de la "Onzole Superior" equivalente, incluye prominentes areniscas (Miembro Súa y Plátano) dentro de arcillas limosas azul-grisáceas. La Formación tiene su mayor espesor en la cuenca Borbón, pero aflora extensivamente a lo largo del lado Oriental de la cuenca Manabí. Tiene una rica fauna de moluscos y ha sido asignada una edad del Mioceno Superior al Plioceno (Bristow y Hoffstetter, 1977).

4.1.11 Formación Progreso (Mioceno Medio a Superior?-Plioceno)

Al Sur de los Cerros Chongón-Colonche, en la cuenca Progreso, la Formación Tosagua está sobreyacida por sedimentos originalmente aludidos como de la Formación "Subibaja", pero este término no ha sido empleado en los mapas de esta área a escala 1:100000 realizados por la Dirección General de Geología y Minas. La parte inferior de la secuencia "Subibaja" se la ha incluido dentro de la Formación Tosagua (ver págs. 43-44), y la parte superior se la ha mapeado como parte de la Formación Progreso, la que consiste en una unidad inferior o Miembro (Subibaja) sobreyacida transicionalmente por una unidad superior de gran espesor (Progreso S.S.), donde la unidad Subibaja está perdida; la Progreso S.S. sobreyace directamente al Miembro Villingota de la Formación Tosagua. Más al Norte, la Unidad Subibaja se correlaciona con la Formación Onzole, y la Progreso S.S. con la Borbón (Tabla 1).

La Formación alcanza un espesor de 2700 metros y cubre toda la parte central de la cuenca Progreso. Consiste en areniscas, limolitas, lutitas y arcillas con concentraciones de conchas calcáreas y acumulaciones locales de bentonita, tobas, calizas y material carbonáceo; tiene una rica fauna de moluscos y foraminíferos (incluyendo Hastigerina aequilateralis). Fue depositada en aguas relativamente someras en una cuenca de subsidencia entre las cadenas montañosas al Norte y Suroeste, pero probablemente con una conexión a la cuenca Jambelí-Tumbes. La unidad inferior (Subibaja) puede ser del Mioceno Medio, ya que pasa gradacionalmente hacia arriba desde la Formación Tosagua; la parte superior de la Progreso esencialmente es del Mioceno Superior, pero puede variar hasta los comienzos del Plioceno (Bristow y Hoffstetter, 1977).

4.1.12 Grupo Zarumilla (Mioceno-Plioceno)

En el extremo Suroeste, sedimentos del Neógeno, que sobreyacen parcialmente al terreno metamórfico del bloque Tahuín fueron depositados en la margen de la cuenca Jambelí-Tumbes, en la Costa NW del Perú (Formaciones Zorritos, Cardalitos, Tumbes, Hornillos). La relación de este Grupo Zarumilla con la secuencia Tosagua-Progreso de la cuenca Progreso es aún desconocida; las dos probablemente están en parte sobreyacidas por la Formación Puná.

4.1.13 Formación Puná (Plioceno)

La Formación Puná consiste en una variedad de lutitas con arenas y limos, localmente sobreyacida por calizas impuras: aparecen sólo en la Isla Puná y en parte de la franja costera estrecha al Sur de Machala. Las perforaciones muestran que sobreyace a la Formación Progreso y que sobrepasa los 1000 metros de espesor.

4.1.14 Formación Balzar (Plioceno)

La Formación Balzar comprende una serie de conglomerados, arenas, limos y arcillas (terrazas) bien estratificadas a lo largo del lado oriental de la cuenca Manabí, interdigitada con la parte superior de la Formación Borbón. La fauna (moluscos) indica un ambiente de deposición marino a salobre (regresivo) desde los finales del Mioceno al Pleistoceno (pero principalmente Plioceno); la Formación sobrepasa los 300 metros de espesor y puede ser transicional entre la Formación marina Borbón y las terrazas cuaternarias lacustres o fluviales/piedemonte de la Formación Pichilingue.

4.1.15 Formaciones Canoa y Cachabí (Plio-Pleistoceno)

La Formación Canoa consiste en limos arenosos compactos de origen marino, descansando directamente sobre la Formación Punta Blanca de la costa de Manabí, yace debajo de la Formación Tablazo del Pleistoceno. Tiene unos 100 metros de espesor y es rica en fauna marina de moluscos y foraminíferos del Plioceno Medio hasta el Pleistoceno. La Formación Cachabí comprende unos 500 metros de arenas, lodos y tobas con grava y horizontes de conglomerados, sobreyaciendo a la Formación Borbón al extremo Norte del Ecuador, su edad es incierta, posiblemente va del Plioceno más superior al Pleistoceno.

4.1.16 Formación Tablazo (Pleistoceno)

La Formación Tablazo comprende una serie de terrazas marinas compuestas de material arenáceo bioclástico, preservado como masas levantadas en la costa ecuatoriana. La Formación está bien desarrollada en las áreas de Manta, Santa Elena e Isla Puná: está compuesta por lo menos de tres niveles de terrazas, la más elevada varía de 75 a 225 metros sobre el nivel del mar y es atribuida al Pleistoceno Inferior. La más baja (de 2-30 metros de altura) es del Pleistoceno Superior y ha dado una edad por el ^{14}C de más de 32 Ka. El espesor total de la "Tablazo" varía considerablemente, pero en realidad excede los 80 metros y probablemente los 100 metros. En algunos sitios está sobreyacida por sedimentos del Cuaternario reciente de tipo marino y/o continental.

4.1.17 Formación San Tadeo (Pleistoceno)

La Formación San Tadeo cubre algunos sitios de la Sierra y considerables áreas de la llanura costera en la parte Norte del Ecuador. Consiste en piroclásticos, conglomerado volcánico, material laharítico y corriente de lodo, generalmente formando sábanas o terrazas. Los depósitos piroclásticos han sido convertidos a caolín. El espesor de la Formación sobrepasa los 100 metros y puede ser mucho más, talvez 1000 metros. Probablemente es producto de la gran actividad volcánica en el Pleistoceno del Pichincha y otros centros en el Norte de la Sierra. Los abanicos laharíticos y de flujos de lodo gradan a depósitos de terrazas de piedemonte de la Formación Pichilingue, que los cubren parcialmente.

4.1.18 Formación Pichilingue (Cuaternario)

La llanura interior de la parte central de la costa ecuatoriana (cuenca Guayas) está sobreyacida por depósitos de piedemonte, lacustres y fluviales: conglomerados, arenas y terrazas, cubiertos en parte por un aluvial posterior. Sólo la parte superior de la Formación está expuesta como terrazas, pero el relleno del Cuaternario tiene un espesor total que evidentemente sobrepasa a los 1000 metros (se le incluye también el material volcanoclástico de la San Tadeo) pudiendo alcanzar los 2000 o aún 3000 metros en el centro de la cuenca Guayas. Fragmentos de madera de una terraza de la Formación Pichilingue han sido datados con ^{14}C obteniendo una edad de 26 ± 1 Ka (Pleistoceno Superior).

4.1.19 Sedimentos/Aluviales Cuaternarios

Los sedimentos cuaternarios marinos y de estuario (arenas, lodos) están dispersos en el Golfo de Guayaquil y se presentan también en el Norte de la costa ecuatoriana. Las partes Central y Sur de la Cuenca Interior Guayas (Plataforma Daule y Babahoyo) están cubiertas por aluviales de piedemonte y fluviales que posiblemente sobreyacen a los Depósitos del Cuaternario inicial de gran espesor, que se han derivado de la erosión y de la actividad volcánica en la Sierra hacia el Este.

4.2 Intrusivos

Las únicas rocas intrusivas graníticas que ocurren en la región costera del Ecuador, es el Plutón Pascuales que intruye a los Basaltos Piñón al Norte de Guayaquil (Fig. 2). Varios le han descrito como granodiorita, cuarzodiorita y tonalita (Bristow y Hoffstetter, 1977), en un principio se le incluyó dentro del Complejo Ígneo Piñón (Goossens y Rose, 1973). Varias referencias de que pertenece al Mioceno (Bristow y Hoffstetter, 1977) son erróneas; dataciones recientes (K/Ar en roca total) señalan una edad de 75 y 56 Ma, así como 61 Ma para un dique de diabasa que atraviesa el plutón (Hall y Calle, en impresión). Por lo tanto, puede ser de un intrusivo de alto nivel y de etapas finales, relacionado con el emplazamiento de los basaltos Piñón.

Diques de dolerita y gargantas o cuellos también cortan a las Formaciones Piñón y Cayo en la parte Central y Norte del Ecuador, indicando que el magmatismo básico continuó en una escala reducida en la costa durante gran parte del Cretácico (Henderson, 1979).

4.3 Estructura

La región costera está delimitada estructuralmente por la falla oculta Guayaquil-Babahoyo y se presume que se extiende hacia el Norte hasta Santo Domingo (Fig. 3). En el Sur, al Este de Guayaquil, yace la Plataforma Babahoyo, la que geográficamente es parte de la Costa, pero que geológicamente está más relacionada con la Sierra: está atravesada por una serie de fallas ocultas (Milagro-Guaranda, Puná-Pallatanga, Jambelí-Naranjal), que han fracturado y emplazado al Arco Volcánico Macuchi, el que actualmente subyace a este pequeño sector de la Costa (Cerros Masvale, Plataforma Babahoyo) como también a la Cordillera Occidental. Estas fallas que se orientan hacia el Noreste quizá estén enlazadas con la Sutura Guayaquil, debajo de la cuenca Jambelí, en el Golfo de Guayaquil.

Al Oeste de la sutura principal, el patrón estructural de la Costa es totalmente diferente: grandes anomalías de gravedad positivas, caracterizan a la Plataforma Daule (que geográficamente es indistinguible de la Plataforma Babahoyo) e indica que esta región está subyacida por material denso, probablemente aislado de la corteza oceánica del Mesozoico. La principal característica estructural es la Cordillera Chongón-Colonche que es transversal y tiene un rumbo WNW y se orienta casi en ángulo recto con el rumbo de la Cordillera de los Andes (Fig. 3). Al Sur de esta Cordillera la Cuenca Progreso también tiene un lineamiento hacia el Norte y está limitado al Suroeste por la importante falla "La Cruz". Hacia el Sureste mientras cruza la traza de la zona de falla múltiple, su eje vira hacia el Noreste (Isla Puná), y realineándose con el depocentro Jambelí-Tumbes en el Golfo de Guayaquil.

Rocas alóctonas del Complejo Olistostrómico Santa Elena subyacen a la cuenca, y afloran en la península al Oeste. Esta área fue ampliamente interpretada como estructuralmente muy compleja; sin embargo, la mayoría de los cambios abruptos no son fallas, sino los límites de los olistolitos alóctonos, deslizamientos y bloques.

Hacia el Norte de la Cordillera Chongón-Colonche y de la Plataforma Daule, la largada cuenca Manabí que se orienta al NNE puede estar limitada por fallas arqueadas, que controlaron el levantamiento de la Piñón y de las rocas más jóvenes a lo largo de los cerros costeros (levantamientos Jipijapa-Arco Tosagua). Muy pocas fallas con un rumbo E-W (Falla Montecristi) parecen truncar a las fallas más pequeñas que se orientan hacia el Norte-Noroeste. La falla Jama-Quinindé que se orienta al Noreste es también una característica estructural prominente, constituyendo el límite Noroeste de esta falla; las cuencas exteriores Muisne y Esmeraldas son estratigráficamente semejantes a la cuenca Borbón, pero fueron separadas parcialmente de ésta por el Arco Viche y por la Falla transversal Esmeraldas-Pichincha, probablemente de un período posterior, la que causa el alejamiento del Arco Cordillerano Macuchi hacia el Noroeste y el cierre de la cuenca Manabí. La Cuenca Borbón se dirige al Noreste hacia Colombia, siendo controlada su subsistencia por fallas circundantes que se orientan al NE. Los sedimentos del lado suroriental de la cuenca transgreden a volcánicos cretácicos del Arco Macuchi, esta transgresión oculta al límite Este de los Basaltos Piñón en el Norte del Ecuador. No es muy claro si esta estructura inferida y oculta (Falla Chura-Urbina) puede ser la sutura importante que separa la corteza oceánica de la continental, o más bien que la transición sea más hacia el Este, en la Sierra, debajo de los Volcánicos del Arco Macuchi lo cual es más probable: su expresión superficial podría ser la Falla Toisán-Jijón con sus diques ultrabásicos asociados (Fig. 3).

La cuenca Terciaria Manabí está limitada hacia el Este por una Cordillera superficial (Altos de Balzar), la que está abruptamente fallada en su lado oriental, formando la profunda y estrecha fosa de la cuenca Guayas (Fig. 3), un centro de deposición principalmente plio-cuaternario que recibió a depósitos volcanoclásticos y piedemonte de gran espesor (2000-3000 metros), durante el levantamiento final de la Sierra, al Este.

5. GEOLOGÍA DE LA COSTA AFUERA Y DE LAS ISLAS GALÁPAGOS

5.1 Plataforma continental y fosa oceánica

Algunas partes de la región de la plataforma continental, entre la actual línea de Costa del Ecuador y la fosa oceánica, han sido investigadas en algún detalle durante la exploración de petróleo. Basaltos de la Formación Piñón afloran en la Isla La Plata, y existe evidencia geofísica y de sondeos que secuencias de gran espesor del Cretácico Superior y del Cenozoico, similares a las de la costa, fueron depositadas en varias fosas (limitadas por fallas) dentro de las cuencas de Ante-Arco y de pendientes de la fosa.

Las cuencas Santa Elena, Manta, Bahía, Muisne y Esmeraldas están todas parcialmente sobre el nivel del mar, y continúan debajo del mismo inmediatamente fuera de la costa, al Oeste, en donde están todavía recibiendo sedimentos en cantidades menores. En el Golfo de Guayaquil, el sector de la cuenca Progreso que se orienta de NE-SW continúa como la cuenca Jambelí-Tumbes, en la que más de 10000 metros de sedimentos terciarios fueron depositados (Fig. 3). Este centro de depósito que aún soporta una sedimentación activa, aparentemente está situado sobre la sutura Guayaquil, a la que oculta y que quizá fue una importante falla transformacional, separando a la Corteza Continental (Placa Sudamericana) al Este de la antigua (Mesozoico) Corteza Oceánica (Placa Proto-Nazca). Este pedazo aislado y parcialmente conservado de antigua corteza oceánica, acrecionada a la Placa Continental, está limitada al Oeste por el actual sistema de fosa.

Estructuralmente el límite puede ser una zona de fallamiento imbricado (Lonsdale, 1978) en la pendiente interior de la fosa que refleja la unión entre la corteza oceánica inactiva del Mesozoico, con corteza oceánica dispersa y subductada del Neógeno, de la Placa Nazca (Fig. 5).

5.2 Piso Oceánico del Pacífico

El piso oceánico al Oeste de la fosa ecuatoriana está compuesto por una litósfera oceánica muy joven del Mioceno (Placa Nazca), formada en el centro de dispersión "Cocos-Nazca", sobreyacida por sedimentos pelágicos. Al Oeste del Golfo de Guayaquil y al Sureste de la zona de Fractura Grijalva, la parte más norteña de la fosa Perú-Chile evidentemente está subductando corteza generada en el Eoceno Superior y el Oligoceno, generada en el antiguo "Levantamiento Galápagos" (Lonsdale, 1978).

Al Oeste de la fosa, a la altura de la parte Central del Ecuador, yace la Cordillera Submarina Carnegie, la que es interpretada como una característica volcánica asísmica, formada ya sea mientras la Placa Nazca se movía hacia el Este sobre el "Punto Caliente" (Hot-Spot) Galápagos (Hey et al., 1972), o por el volcanismo desde el centro de dispersión E-W de la Zona de expansión Rift Galápagos. La Cordillera está limitada por varias fallas tanto en el Norte como en el Sur; a lo largo del sector Oriental de la Cordillera, estas fallas se orientan hacia el Noreste, paralelas a la zona de fractura Grijalva, y entran a la fosa oblicuamente: la naturaleza relativamente superficial de la Fosa ecuatoriana resulta de la subducción de esta litósfera oceánica engrosada al final Este de la Cordillera. Hacia el Sur entre la Cordillera y la zona de fractura, una corteza antigua, suave y delgada, fue presumiblemente formada antes del desarrollo del "Punto Caliente" (Hot-Spot) o durante una dispersión más rápida (Mioceno Medio). Al Norte de la Cordillera Carnegie (al Oeste de la parte Norte de Ecuador y al Sur de Colombia) hay una zona compleja de corteza oceánica del Mioceno Superior al Plioceno, que fue generada por dispersión desde el reactivado centro de dispersión de orientación E-W y desplazada a lo largo de la zona de fractura Panamá y de otras fallas transformacionales en el sector Sur de la cuenca Panamá (Fig. 5).

La Cordillera Carnegie continúa (y se hace más joven) hacia el Oeste, juntándose con la Cordillera Cocos a unos 1000km al Oeste de la tierra firme, para formar la plataforma submarina Galápagos, formando las Islas Galápagos, sobre el nivel del mar, debido al Volcanismo Plio-Cuaternario en una zona de debilidad de la corteza o en un “Punto Caliente” (Hot-Spot).

5.3 Islas Galápagos

Las Islas Galápagos tienen una tendencia a ser más jóvenes hacia el Oeste y están casi totalmente compuestas de lavas basálticas y piroclásticos derivados de los típicos Volcanes de Escudo. Volcánicos Marinos levantados son importantes en la parte Sureste del Archipiélago; sedimentos asociados tales como calizas y areniscas (depósitos levantados de playa) aparecen muy esporádicamente. Estas rocas volcánicas con sedimentos mucho menores han sido asignados al Grupo Galápagos, de edad Plio-Cuaternaria, aunque a las Islas se les ha dividido en cinco unidades (Hall, 1977). Las dos unidades más antiguas aparecen en el Sureste y en la parte Centro-Sur de la cadena: no indican evidencia de ninguna actividad volcánica reciente (Holoceno).

5.3.1 Volcánicos Marinos Levantados (Plio-Pleistoceno: $PLQG_1$)

Las Islas Española, Santa Fe, Baltra, Seymour y una pequeña parte de la Isla Santa Cruz, está compuesta de bloques levantados de Volcánicos submarinos con esporádicas apariciones de calizas. Parecen estar definidos por una faja fallada con rumbo NW en el Sureste del Archipiélago. La Española está constituida por flujos de basaltos olivino-alcalinos levantados a lo largo del acantilado o escarpe fallado del Sur, que ha sido combado e inclinado hacia el Noroeste; calizas marinas aparecen en ciertos lugares interestratificados con las lavas (Ej: Punta Suárez). La Santa Fe comprende bloques de basaltos olivínicos submarinos con fallas tendidas, con pequeños afloramientos de tobas y brechas palagoníticas (McBirney y Williams, 1969). La franja costera al Noreste de la Santa Cruz, su vecina norteña Baltra y la pequeña Isla Seymour comprenden una unidad geológica completamente distinta del resto de la Santa Cruz. Desde los dos Islotes de Plazas y Cerro Colorado en la Santa Cruz, hacia el Noreste existe una secuencia levantada de gran espesor de lavas basálticas que buzan hacia el Norte, tobas y sedimentos interestratificados. La sucesión expuesta está fallada e incluye tobas de lapilli, brechas, calizas, basaltos y sedimentos tobáceos. Algunas lavas almohadilladas ocurren, pero la depositación subaérea también ha sido propuesta para algunos de los basaltos y sedimentos (McBirney y Williams, 1969). Las calizas contienen fauna del Plioceno (o quizá al final del Mioceno) y basaltos masivos de los alrededores (caleta eólica, Baltra) dan una edad mínima de 1.47 Ma.

5.3.2 Volcanes de Escudo basalto-olivino de la parte Sur (Pleistoceno: $PLQG_2$)

El grupo central sureño de las Islas-Floreana, San Cristóbal y la parte principal de la Santa Cruz, constan de volcanes de escudo erosionados, que aparecen a cada lado del Cinturón de volcánicos submarinos levantados con rumbo NW.

La Floreana y particularmente, la mitad Este de la San Cristóbal exhiben abundantes conos y cráteres pequeños jóvenes. La mayoría de las rocas expuestas en La Floreana probablemente se derivan de estas características de etapas posteriores que han enterrado u ocultado gran parte del volcán escudo original, de modo que ninguna cima de caldera es evidente. Las lavas son basaltos-olivínicos alcalinos, algunas de las cuales contienen inclusiones de dunita. El cono principal consiste esencialmente en tobas basálticas de grano grueso y aglomerados, pero conos de tobas palagoníticas, cenizas, escoria y flujos de lava pahoehoe aparecen en otros sitios de la Isla o en sus Islotes separados de la playa. La lava del más joven de los tres pequeños conos (Daylight-point-Cerro de los Gemelos) muestra magnetismo inverso, y por lo tanto es anterior a los 0.7 Ma; de modo que gran parte de La Floreana es probablemente del Pleistoceno Inferior. La parte media occidental de la San Cristóbal comprende a un solo volcán antiguo erosionado (con unos pocos conos parásitos) compuesto principalmente por lavas basálticas olivínicas ricas en magnesio. La parte media oriental está constituida de numerosos cráteres pequeños basálticos más jóvenes y conos de tobas palagoníticas; la roca espectacular “Kicker rock” (León Durmiente) es un residuo erosionado de un gran cono tobáceo (parcialmente palagonítico). La Isla Santa Cruz consiste principalmente en un volcán de escudo largo, suavemente elevado, con conos parásitos, especialmente en su parte superior, alineados a lo largo de fracturas E-W. Las lavas son basaltos olivínicos alcalinos; flujos posteriores tienen magnetismo normal y son por lo tanto más jóvenes que 0.7 Ma (Pleistoceno Superior).

5.3.3 Volcanes Diferenciados Centrales (Cuaternario: $PLQG_3$)

La gran Isla Santiago y las más pequeñas como son la Pinzón y la Rábida, en la parte central del Archipiélago, consisten en rocas volcánicas que exhiben gran variación en composición en relación a cualquier otra. La Santiago es una Isla compleja que comprende un importante volcán de escudo compuesto por lavas y tobas, en la parte Noroeste, probablemente con una caldera pequeña en la cima; una serie de cráteres de menor importancia, en fisuras de rumbo Sureste; y una gran área de conos pequeños más jóvenes y de flujos laminares pahoehoe, particularmente en el Sur y en el Este. Varias explosiones volcánicas han ocurrido en los últimos 300 años (Hall, 1977). Las lavas más antiguas son basaltos-olivínicos y picritas con fragmentos gabroicos, tornándose en basaltos toleíticos ricos en hierro; los flujos más jóvenes son basaltos olivínicos alcalinos.

Las Islas Pinzón y Rábida son restos de conos volcánicos, que consisten principalmente en flujos de lava, variando en composición desde basaltos-olivínicos porfiríticos, ferro-basaltos toleíticos e islanditas a traquitas silíceas.

Conos piroclásticos secundarios aparecen también en el sector; algunos han expelido rocas “plutónicas” que varían desde gabros olivínicos a leucodioritas y a cuarzosienitas (McBirney y Williams, 1969). Las lavas muestran tanto magnetización inversa como normal, sugiriendo una actividad periódica en este grupo, desde el Pleistoceno Inferior más reciente, hasta tiempos modernos.

5.3.4 Islas del Norte (Cuaternario?: $PLQG_4$)

Al Norte de la Santiago, tres islas pequeñas: Genovesa, Marchena y Pinta representan cimas erosionadas de grandes volcanes escudo. Se elevan desde el piso oceánico en el borde Noreste de la Plataforma Galápagos, los dos más recientes están al Este del principal alineamiento de rumbo NW (escarpe de falla submarina) y continúa hacia el NW en rumbo a los lejanos islotes Wolf y Darwin que yacen fuera de la plataforma. Al Sureste de la Wolf, en este mismo lineamiento, existen dos grandes volcanes de escudo, pero sumergidos.

La Isla Genovesa evidentemente desarrolló dos calderas en su cima, la que apenas apareció sobre el nivel del mar; no hay evidencia de volcanismo histórico. La Marchena es el resto de un volcán escudo que consiste en conos piroclásticos erosionados y flujos de lava, los que han cubierto la cima original de la caldera. Las lavas tienen magnetización normal, algunas parecen ser muy jóvenes y la actividad fumarólica aparece esporádicamente aún en la actualidad.

La Pinta consiste en dos partes: el más antiguo y más pequeño sector occidental es el resto de un gran volcán escudo que en gran parte ha sido erosionado o fallado hacia abajo y se ha sumergido; el resto de la Isla es más joven, ligeramente erosionada y tiene la apariencia de un estratovolcán con sus pendientes empinadas, con un cráter central pequeño y conductos radiales. Lavas que parecen jóvenes y reportes de actividad fumarólica indican que puede aún ser activo. Todas estas tres Islas están compuestas de lavas basálticas-olivínicas alcalinas. Las aisladas Islas Darwin y Wolf, también son restos de las cimas de inmensos volcanes escudo principalmente submarinos. Las cumbres expuestas comprenden basaltos porfiríticos de grano fino y tobas basálticas. Parece que estos cuatro volcanes importantes (Darwin, Wolf [1] y otras dos islas totalmente sumergidas) no son generalmente activos, a pesar de su ocurrencia en la parte Noroeste del Archipiélago.

Una Provincia Volcánica distinta en el Oeste del Archipiélago comprende las enormes Islas Isabela (120×70 km) y su vecina Fernandina (Nordlie, 1973). Varios de los inmensos volcanes escudo, están aún muy activos y la mayoría de las lavas son basaltos toleíticos pobres en olivino. La Isabela parece consistir de dos islas alargadas unidas recientemente. La parte Sur comprende los volcanes importantes de Sierra Negra y Cerro Azul alineados NE-SW, la cadena montañosa del Norte se enrumba de SE a NW e incluye los típicos volcanes escudo Alcedo, Darwin y Wolf. Una gran parte de un sexto volcán, “Ecuador” (en el Cabo Berkeley), ha sido fallado, sumergido y erosionado y se orienta hacia el Suroeste al límite Norte de la Isla. La Roca Redonda, 25km al Noroeste de La Isabela, posiblemente es un pico emergente de un séptimo volcán escudo gigante (McBirney y Williams, 1969). La Isla Fernandina que descansa al Suroeste y cerca del Volcán Darwin comprende un solo volcán grande. Cada uno de los volcanes principales tiene una enorme caldera en la cima (4-9 km de diámetro), rodeados de fracturas desde las que muchos de los históricos flujos de lava han emergido. Conos piroclásticos parásitos se han desarrollado en los flancos inferiores a lo largo de fracturas radiales.

El Sierra Negra es el más grande y posiblemente el más antiguo escudo, con una caldera de 9km en la parte media, sin embargo, ha erupcionado por lo menos cuatro veces en este siglo y aún tiene las más activas fumarolas (Hall, 1977).

[1] No debe ser confundido con los Volcanes “Activos” Wolf (y Darwin) en la Isla Isabela.

El Cerro Azul es uno de los volcanes más jóvenes y ha erupcionado cinco veces desde 1943, todas las laderas inferiores están cubiertas por lavas jóvenes. El Alcedo es más pequeño y menos activo, pero cantidades menores de flujos inusuales (riolita y silíceos, tobas pumíceas traquíticas) indican diferenciación más grande. La Darwin tiene una forma perfectamente simétrica, pero a excepción de lavas de apariencia reciente, muestra poca evidencia de actividad histórica.

Por lo menos siete erupciones se han registrado en el siglo anterior del Wolf, que es el volcán más alto y más activo de la Isla Isabela. Está ligado a los restos del volcán Ecuador por una serie de conos de escoria a lo largo de fracturas. Los cinco volcanes principales de la Isla Isabela y el volcán Fernandina consisten en basaltos toleíticos libres o pobres de olivino, pero las lavas del volcán Ecuador son más similares a los basaltos olivínicos alcalinos del resto del Archipiélago. El Fernandina y el Wolf son muy similares, siendo típicos volcanes escudo, planos en la cumbre, con una caldera larga y profunda bien definida en la cima. Ha erupcionado por lo menos 16 veces en los últimos 150 años, la más notoria fue en 1968, cuando el fondo de la caldera se colapsó unos 300 metros (Simkin y Howard, 1970; Hall, 1977), confirmando que la parte más occidental del Archipiélago de Galápagos está todavía muy activa.

6. HISTORIA GEOLÓGICA Y CORRELACIÓN

Sobre las bases de la descripción anterior de la estratigrafía, plutonismo y estructura de las regiones separadas del Ecuador, un intento puede ser hecho brevemente para correlacionar a estos ambientes geológicos y presentar tentativamente una historia geológica sobre todo el país.

6.1 Precámbrico y Paleozoico

Rocas Cratónicas de la era Arcaica del Escudo Guyanés están expuestas en la actualidad, pero subyacen a la cubierta de la Epiplataforma Sedimentaria, en la Cuenca Oriental. Rocas precámbricas afloran en una pequeña área del Bloque Tahuín, quizá representan un relicto del cinturón de esquistos (Grupo Piedras) y del terreno del granito-gneis (Formación San Roque). Las rocas metamórficas del Precámbrico pueden subyacer a la zona Subandina (Levantamiento Cutucú y Napo) como una extensión norteña del Geoanticlinal Marañón en el Norte del Perú.

Sedimentos del Paleozoico Inferior (Formación Pumbuiza) fueron depositados en el Oriente en la margen occidental del Cratón Guyanés; restos no metamorfizados están expuestos sólo en el Levantamiento Cutucú y quizá a lo largo del flanco de la zona Subandina, pero pueden aparecer por debajo de gran parte de la cobertura del Mesozoico en el Oriente. Los sedimentos equivalentes (de agua profunda) más al Oeste fueron subsecuentemente deformados alrededor del borde del Cratón Guyanés-Brasilero estable, probablemente en una faja móvil sub Brasilera/Pan-Africana. Las rocas metamórficas resultantes (Grupos Zamora, Llanganates) forman el núcleo y la masa de la Cordillera Real ecuatoriana, aunque han sido afectados por metamorfismo subsecuente y empujados hacia el Este, parcialmente sobre rocas no deformadas del Paleozoico y del Mesozoico. Metamórficos del Paleozoico Inferior (Formación Capiro) están expuestos en el Bloque Tahuín, pero su relación con la Cordillera Real es incierta. Sedimentos del escudo-plataforma del Paleozoico Superior (Formación Macuma) también están preservados únicamente en el Levantamiento Cutucú y es incierto si fueron o no depositados más hacia el Oeste.

6.2 Mesozoico: Pre-Cretácico

Los metamórficos de la Cordillera Real forman la espina dorsal o columna vertebral de la Sierra ecuatoriana; hacia el Sur las rocas equivalentes de la región del Arco Olmos en el Norte del Perú están suprayacidas por sedimentos fosilíferos del Triásico (y probablemente también Devónicos), pero es incierto si depósitos similares fueron sedimentados y posteriormente metamorfizados y/o erosionados en la Cordillera Real.

Datos radiométricos confusos sugieren un período de metamorfismo Triásico. Una secuencia de sedimentos de gran volumen del Jurásico Inferior (Formación Santiago) acumulados en el miogeosinclinal de la Cuenca Oriente/Pongos la que puede haber sido en parte delimitada en el Oeste por el eje positivo submarino, Olmos-Zamora. Al Oeste de esta proto-cordillera una cuenca eugeosinclinal más profunda pudo haber empezado a desarrollarse, pero existe muy poca evidencia directa para esto en el Ecuador. La sedimentación del Jurásico Superior en la Cuenca Oriente fue primordialmente de facies sedimentarias rojizas continentales (Formación Chapiza); en el Ecuador estuvo acompañada y fundamentalmente continuada por una dispersión de actividad ígnea Jurásica-Cretácica (Batolitos graníticos Zamora-Abitagua y Miembro Volcánico Misahuallí de la Formación Chapiza).

6.3 Cretáceo

Las rocas más antiguas expuestas en la Costa y en la Cordillera Occidental (exceptuando a los metamórficos del Bloque Tahuín) son del Cretácico; en consecuencia, virtualmente nada se conoce del ambiente geológico del pre-Cretácico al Oeste de la Cordillera Real del Ecuador. Si ocurría subducción en un sistema de fosa antigua, al Norte del micro-bloque cratónico Tahuín, o al Oeste de la Proto-Cordillera Real, cualquier roca pre-Cretácica en estas áreas podría haberse erosionado y consumido en el límite de la placa. La presencia de rocas ultrabásicas y de metamórficas de alta presión (harzburgita "El Toro" y Formación Raspas), quizá del Cretácico hacia el Norte o empujado hacia el Bloque Tahuín sugiere que las Fallas Jubones y Arenillas-La Palma pueden ser expresiones superficiales de subducción en el Cretácico o quizá más antigua.

Los basaltos más antiguos de la Piñón de la Costa, son probablemente anteriores al Cretácico Inferior: ellos podrían representar ya sea a un estrato superior de material del piso oceánico Cretácico, o suprayacen directamente a la corteza oceánica Mesozoica, pero no parecen representar parte de una verdadera secuencia ofiolítica. No existe evidencia para correlacionar los Volcánicos de la Misahuallí con la Piñón, aunque quizá transgredieron al mismo tiempo, ellos probablemente estuvieron separados por el eje positivo de la Proto-Cordillera Real.

Rocas del Aptiense y más jóvenes fueron depositadas en un doble geosinclinal paralelo separado por el eje cada vez más positivo Olmos-Zamora-Llanganates (Proto-Cordillera Real). La Cuenca miogeosinclinal del Oriente o antepaís recibió una secuencia no volcánica, clástica/carbonática (Formaciones Hollín-Napo-Tena). En la actualidad hay suficientes evidencias (ver págs. 1-2) para indicar que la Cuenca del Oriente estuvo limitada al Oeste por un rasgo positivo, no necesariamente emergente, en lugar de aguas profundas (abiertas). Un arco volcánico empezó a desarrollarse al Oeste en el Cretácico Inferior más reciente; los productos más antiguos son volcánicos subaéreos (Formación Celica) que suprayacen parte del Bloque Tahuín y a sus equivalentes marinos depositados en una sucesión volcanosedimentaria (Grupo Alamor) en la Fosa Lancones-Alamor (parte de la Cuenca del Noroeste peruano) de la parte más SW del Ecuador. Hacia el Norte a lo largo de la Cordillera Occidental, las andesitas y volcanoclásticos del Arco Isla (Formación Macuchi) son del Cretácico Superior, mientras que hacia el Sur el Arco Casma del Perú es Albiense fundamentalmente marino, aunque parcialmente subaéreo y también fuertemente delineado al Este. Los sedimentos (Miembro Chontal: previamente "Cayo de la Sierra") asociados con Volcánicos de la Macuchi (¿en la parte inferior?) están ampliamente dispersos en el Norte del Ecuador: aparentemente continúan más hacia el Norte como la Formación Espinal del Grupo Dagua en Colombia.

Hacia el Oeste, en la costa, la Formación volcanosedimentaria Cayo, que sobreyace directamente a los basaltos Piñón, fue depositada en una cuenca Ante-Arco, y es equivalente lateral del arco volcánico cordillerano. Puede ser correlacionado en parte con la Formación Macuchi, en especial con el Miembro Chontal (es por ello que el nombre anterior del Miembro fue "Cayo de la Sierra") y con la Formación Silante volcanoclástica-capas rojas desarrollada localmente en el Senoniense Superior. Los "Cherts" silíceos del Miembro Guayaquil (Formación Cayo) talvez pueden estar correlacionados con la Formación Yunguilla (incluyendo al Miembro Cayo Rumi) de la Sierra. El Arco Macuchi probablemente descansa sobre un basamento siálico: anomalías de gravedad altamente negativas, son características de la mayoría de la Cordillera Occidental del ecuador. Sin embargo, al Norte de la Falla Esmeraldas-Pichincha puede suprayacer a la Piñón o quizás descansa directamente sobre corteza oceánica, dando lugar a anomalías de gravedad positiva en la Sierra y que continúan hacia el Norte dentro de Colombia. Al Oeste de la sutura Babahoyo-Guayaquil, la cuenca Ante-Arco se desarrolló sobre un sub-estrato oceánico denso (Fig. 3).

En la parte central del Ecuador, al Este y Noreste de Cuenca, los metavolcánicos y metasedimentos (Grupo Paute), que son evidentemente equivalentes a los de la secuencia Macuchi-Yunguilla, sobreyacen parcialmente (¿o fueron empujados sobre?) a metamórficos más antiguos. Más o menos en el Cretácico Superior y en el Terciario Inferior, gran parte de la Proto-Cordillera Real fue emergente y soportó erosión, proveyendo así la fuente del material clástico depositado tanto en el Oriente (Formación Tena) como en la Cordillera Occidental (Formación Yunguilla, especialmente el Miembro Cayo Rumi).

6.4 Terciario: Pre-Oligoceno

La ausencia de rocas autóctonas del Paleoceno en la mayor parte del Ecuador, sugiere un período de deformación o levantamiento en el Terciario Inferior. Esta fase antigua (Incaica) de la orogenia andina estuvo acompañada o precedida por plutonismo y volcanismo en el Sur de la Sierra, donde existen varias intrusiones del Cretácico Superior Terciario Inferior; una secuencia volcanosedimentaria del Paleoceno (Grupo Sacapalca) fue depositada en la cuenca Huancabamba-Cariamanga (Calipuy Inferior del Perú).

Las cuencas sedimentarias Ante-Arco del Terciario de la Costa continuaron siendo separadas de la cuenca Oriente del Tras-Arco no sólo por el arco volcánico periódicamente inactivo, sino también por el macizo emergente de la Proto-Cordillera Real. La sedimentación de capas rojas (Formación Tiyuyacu) permaneció dominante en el Oriente, calizas arrecifales a veces interestratificadas con volcánicos se desarrollaron a lo largo del Arco-Macuchi, en el Eoceno Medio (Formación Unacota), mientras el “flysch” calcáreo turbidítico (Formaciones San Eduardo y Ostiones) derivado de estos arrecifes de borde fue depositado en cuencas de aguas más profundas en la actual región costera. Durante el Eoceno Superior la cuenca Ante-Arco de la costa fue una zona inestable que desarrolló tres zonas de depositación importantes (y varias menores). Rocas alóctonas del Cretácico al Eoceno (Complejo Olistostrómico Santa Elena) fueron depositadas caóticamente en la cuenca profunda Progreso, mientras que una sedimentación normal continuó en la cuenca más superficial Manabí (Formaciones: San Mateo-Punta Blanca) y en la cuenca Borbón (Formación Zapallo). Es incierto si el levantamiento de la Cordillera Chongón-Colonche con rumbo WNW dio lugar al emplazamiento del Complejo Olistostrómico o si fue un evento posterior.

El diastrofismo del Eoceno Superior/Oligoceno Inferior (Orogenia Andina, fase Quechua) afectó principalmente a la Sierra: el metamorfismo fue localmente importante (Grupo Paute). El plutonismo y la deformación estuvieron presentes en todas partes: el plegamiento y fracturamiento de la secuencia del Cretácico-Terciario Inferior, ocurrió durante el emplazamiento tectónico del Arco Volcánico en la Cordillera; los plegamientos y cabalgamientos probablemente empezaron a lo largo de la zona de falla subandina, contribuyendo al levantamiento de los Proto-Andes.

6.5 Terciario: Orogenia del Post-Eoceno

El volcanismo recomenzó en el Sur y en la Sierra central (Grupo Saraguro) durante el Oligoceno y continuó en el Mioceno, pero en el Norte no existe actualmente evidencia de actividad volcánica hasta el Mioceno y Plioceno Inferior (Formación Pisayambo). La sedimentación sucedió desde el Oligoceno Superior, en todo el Mioceno y hasta el Plioceno, en cuencas marinas parcialmente separadas y controladas por fallas, dentro de las cuencas de Ante-Arco de la Costa (Formaciones Tosagua + Progreso en la cuenca Progreso; Formación Tosagua + Grupo Daule + Formación Balzar en la cuenca Manabí; Formación Pambil/Viche + Grupo Daule en la cuenca Borbón), como también en la cuenca continental Tras-Arco del Oriente (Formaciones Chalcana + Arajuno/Curaray + Chambira) (Tabla 1). Los sedimentos del Mioceno fueron depositados también dentro de cuencas intermontanas en la cordillera progresivamente levantada (cuenca Chota en el Norte y las cuencas de Cuenca, Nabón, Loja, Malacatus y Zumba en el Sur). Plutonismo del Mioceno fue evidentemente abundante en la Cordillera Occidental. Gran parte del levantamiento de los Andes ecuatorianos es del Neógeno Superior: en el cinturón Subandino plegado y fallado de Tras-Arco, la deformación tardía causó el plegamiento de los sedimentos del Mioceno y formaron los levantamientos Cutucú y Napo. El arqueamiento de la Sierra levantada indujo a un régimen tensional y al desarrollo del Valle Interandino, limitado por fallas normales, reactivadas (Fig. 3, 7, 4).

6.6 Plio-Cuaternario

El continuo volcanismo (Grupos Latacunga, Altar, Sicalpa + Formación Tarqui) y el levantamiento/erosión de la Sierra, permitió la acumulación de potentes depósitos de piedemonte y terrazas, sobre las regiones Subandina y occidental del Oriente (Formaciones: Mesa (Rotuno) y Mera). El levantamiento de los cerros costeros (rotura fosa-pendiente?) causó un eje de deposición en la costa situado al Este, muy cerca de la Sierra, de modo que una secuencia Cuaternaria de gran volumen (Formaciones: San Tadeo, Pichilingue) ocupa la cuenca Guayas y continúa hacia el Sur en el Golfo de Guayaquil, que hasta la actualidad soporta una activa sedimentación tal como otras cuencas menores de margen continental.

Costa afuera una dispersión lenta de corteza oceánica del Neógeno originado en el eje de dispersión E-W, dio lugar a la Cordillera Carnegie de gran volumen: volcanismo renovado del Plio-Cuaternario en una región de corteza débil (punto caliente) formó a las Islas Galápagos. Subducción debajo del actual sistema de fosa Colombia-Ecuador se refleja por la continuidad de la actividad volcánica (Grupo Cangagua, Cotopaxi) en los Andes ecuatorianos.

7. INTERPRETACIÓN TECTÓNICA

La Geología del Ecuador exhibe tanto similitudes muy claras como fuertes diferencias en comparación con la del Perú al Sur y con la de Colombia al Norte. Para la interpretación tectónica de los sucesos es necesario hacer un balance entre la continuidad esencial de la cadena montañosa andina con sus cuencas sedimentarias o plataformas que la flanquean y la segmentación transversal (u oblicua) que también es una característica de la margen occidental de Sudamérica (Sillitoe, 1974; Cobbing et al., 1981). Gran parte de los Andes Centrales y del Norte tienen un núcleo de rocas metamórficas antiguas (del Precámbrico al Paleozoico) desarrolladas en un cinturón móvil Sub-Brasilero/Pan-Africano marginal al núcleo cratónico estabilizado Guyanés/Brasilero. Aún es desconocido si los sedimentos originales fueron depositados en una cuenca geosinclinal y qué ambiente de corteza descansa al Oeste. Relictos precámbricos en el lado costero del cinturón orogénico (macizo Arequipa, Bloque Amotape-Tahuín) varían ampliamente en edad, pero sugieren que la Cordillera Occidental de los Andes por lo menos hasta el Golfo de Guayaquil y probablemente aún más al Norte (Falla Esmeraldas-Pichincha) está subyacida por una litósfera continental de gran espesor. Al Noroeste de la Sutura Guayaquil, la corteza oceánica del Mesozoico evidentemente subyace la parte Occidental del Ecuador y Colombia. Este cambio representa una de las diferencias más importantes entre los Andes Centrales (Perú-Ecuador) y los Andes del Norte (Ecuador-Colombia): el bloque transversal Tahuín y las fallas importantes E-W Jubones y Arenillas-La Palma están consideradas como límites Norte de la no muy bien definida deflexión de Huancabamba, separando así a estos dos segmentos andinos importantes, pero es la Sutura Guayaquil-Babahoyo-Santo Domingo con un rumbo NNE que separa la litósfera continental al Este, de la corteza oceánica antigua al Oeste (Fig. 5).

La naturaleza de la sutura Guayaquil es incierta: puede tener conexión con el sistema de la falla Romeral en Colombia, pero es evidente una característica compleja de la corteza con numerosas fallas secundarias (colas de caballo) que empujan hacia arriba al arco volcánico (Fig. 3), el que en el Norte de Ecuador-Sur de Colombia cambia de ensiálico a ensimático a través de él.

Cuerpos pequeños ultrabásicos, tectónicamente emplazados asociados con algunas de estas estructuras importantes de fallas de la corteza podrían ser fragmentos de material de piso oceánico o de una ofiolita desmembrada.

En el Paleozoico y en el Mesozoico Inferior probablemente hubo muy poco para diferenciar la sección ecuatoriana del cinturón proto-andino de las regiones al Norte y al Sur. Durante el Cretácico una cuenca miogeosinclinal o plataforma antepaís estuvo aún soportando sedimentación al Oeste del Escudo Guyanés, pero fue separada posteriormente del arco volcánico/cuenca profunda (eugeosinclinal en desarrollo hacia el Oeste por ejes estructuralmente positivos con núcleos de rocas metamórficas antiguas (anticlinal) Marañón en el centro y Norte del Perú; arco Olmos-Zamora-Llanganates en Ecuador; Macizo Garzón y Cordillera Central ancestral en Colombia). El cambio en el rumbo de este eje positivo desde el Noroeste en el Perú al Nor-Noreste y Noreste en Ecuador y Colombia es interpretado como reflejo del levantamiento en el Paleozoico (o más antiguo) de cinturones móviles arqueados o sublineales que se habían desarrollado alrededor del margen del núcleo cratónico Arcaico. Durante el Cretácico el borde de la placa continental sudamericana estuvo limitado al Oeste por la corteza oceánica del Mesozoico que estaba siendo subducida debajo de la misma. A lo largo de la Sección ecuatoriana de ese sistema de fosa, la subducción fue oblicua a la margen continental resultando en la formación de una falla importante de transformación (sutura ancestral Guayaquil) en el límite de la placa.

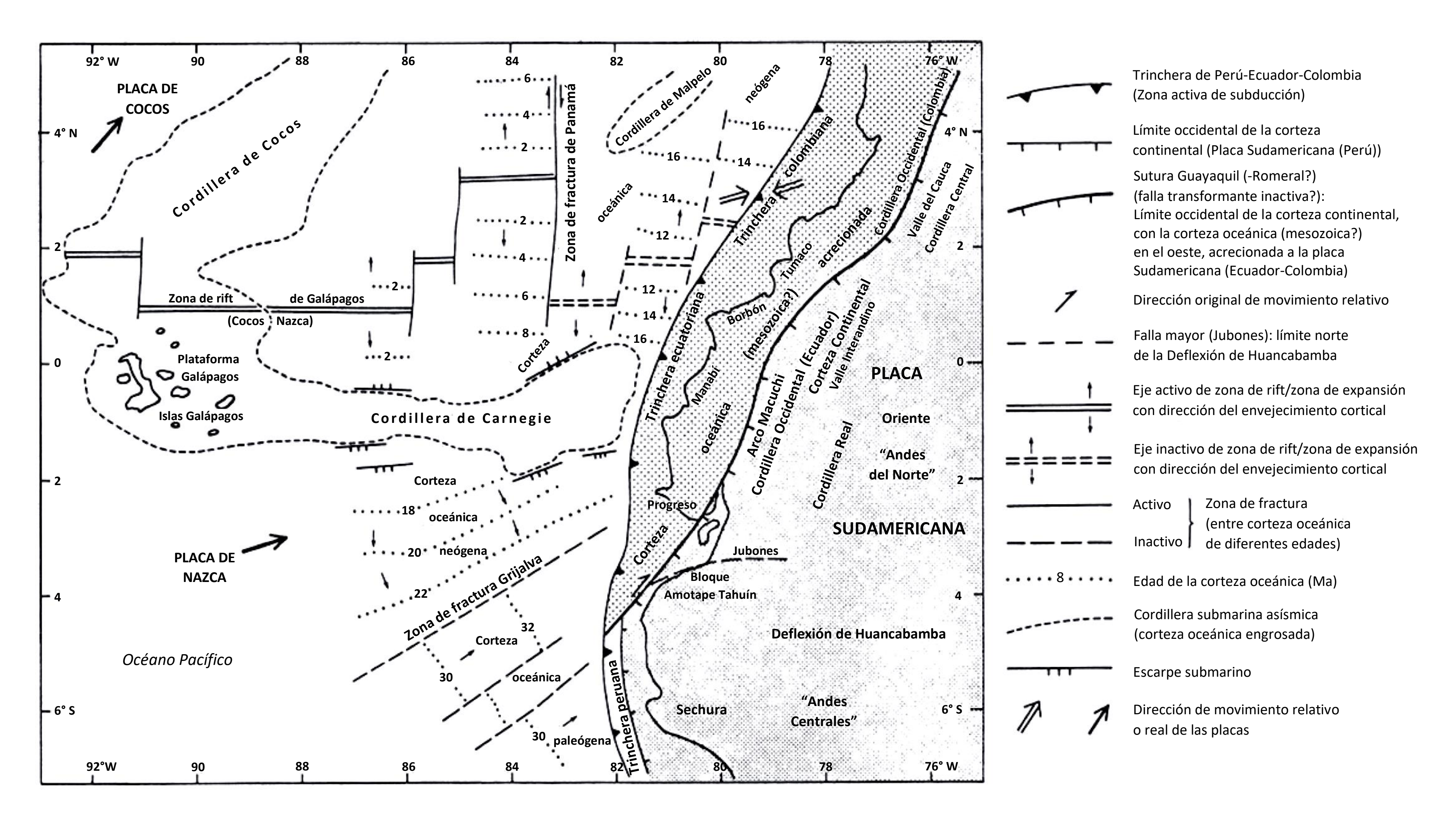


Fig. 5 Estructura tectónica del Ecuador (continente, piso oceánico e Islas Galápagos)

Hay poca evidencia de una placa moviéndose hacia el Suroeste ("Bolívar") (originándose desde un centro de dispersión en el Caribe) al Oeste de la placa continental (Feininger y Bristow, 1980), como tampoco para la especulación de que el Arco Macuchi se originó 1000km o más al Suroeste (ibid). Más bien la similitud que existe entre los volcánicos de la Macuchi-Celica y los de la Casma sugieren una continuidad de volcanismo de arco del Cretácico, al menos desde la parte central del Perú hasta Colombia. Tobas secundarias y aún lavas en la secuencia Napo Inferior de la cuenca Oriente muestran que la contaminación volcánica se presentó en el miogeosinclinal, aunque muy esporádicamente. Un cambio muy rápido de facies volcánicas predominantes a no volcánicas ocurre sobre una distancia muy corta en la parte oriental del arco Casma en el Perú central, por lo tanto, la naturaleza normal no volcánica de la sucesión Napo de ninguna forma excluye la formación de un arco-isla contemporáneo fundamentalmente submarino al Oeste del eje positivo de la Ancestral Cordillera Real, la que actuó como una barrera parcial entre las dos cuencas. Los Volcánicos Macuchi fueron probablemente originados como un típico arco marino un poco al Oeste (o Suroeste) de esta característica positiva. En el Sur la altura marginal Amotape-Tahuín, permaneció flotante y el volcanismo fue en parte subaéreo, mientras que el Grupo contemporáneo Alamor fue depositado en la fosa Lancones-Alamor. Los basaltos de la Piñón representan ya sea el material emplazado del piso oceánico (obductado?) dentro del trecho arco-fosa o volcánicos basales del arco-isla, descansando directamente sobre corteza oceánica al Oeste de la falla transformacional. La Formación sobreyacente Cayo es una secuencia volcanosedimentaria depositada en la cuenca en desarrollo ante-arco (sobre el trecho arco-fosa) sobreyaciendo concordantemente a la Piñón y es en parte el equivalente cronoestratigráfico de la Macuchi. La Silante evidentemente rellenó una fosa Inter-Arco contemporánea y fue sucedida por sedimentación de flysch.

La transmisión de las fuerzas tangenciales para acomodar subducción oblicua guio hacia un cizallamiento episódico a lo largo de la sutura Guayaquil y hacia la formación de series ramificadas de importantes fallas dextrales (cola de caballo), que penetraron, empujaron (jalaron) y finalmente emplazaron tectónicamente al Arco-Volcánico del Cretácico Superior-Terciario Inferior hacia su posición actual contra la Proto-Cordillera Real (Fig. 3).

La unión entre la corteza oceánica y la continental (sutura Guayaquil) probablemente se oriente al NNE a lo largo de la base y al Oeste de la Cordillera Occidental; no continúa por la Falla Pallatanga que apenas es una de tantas que fracturaron a los Volcánicos del Arco. Gran parte de la Cordillera Occidental del Ecuador está por lo tanto subyacida a profundidad por corteza continental. Sin embargo, al Norte de la Falla Transversal Esmeraldas-Pichincha, el Arco Macuchi evidentemente transgredió hacia el Oeste (o fue posteriormente desplazado tectónicamente hacia el Noroeste) a través de la continuación Norte de la sutura Guayaquil sobre los basaltos Piñón/Corteza Oceánica antigua. En el extremo Norte del Ecuador y en Colombia el Arco Volcánico del Cretácico es por lo tanto ensimático (Fig. 3 y 5).

La actividad del arco fue muy reducida más o menos en el Cretácico Superior/Terciario Inferior, cuando una fase de deformación causó un importante metamorfismo regional de los Volcánicos del Arco más al Este y posteriormente se produjo el levantamiento de la Proto-Cordillera Real.

El volcanismo del Paleoceno fue restringido al graben Huancabamba-Cariamanga entre las alturas positivas emergentes del Bloque Tahuín y de la Proto-Cordillera en el Sur del Ecuador, aunque en el Perú fue ampliamente disperso.

La fase de tectonismo en el Eoceno Superior/Oligoceno Inferior, fue causado por el desarrollo de un nuevo sistema de subducción (como resultado de la reorganización de la placa en el Pacífico durante este tiempo) (Herron, 1972), con una fosa más hacia el océano, aislando a una enorme región de corteza oceánica inactiva (Mesozoica, la que llegó a acrecionarse a la placa continental.

La subducción en la nueva fosa condujo al volcanismo subaéreo durante el Oligoceno-Mioceno en la Proto-Cordillera; la erosión contemporánea permitió continuar la sedimentación en las cuencas ante-arco y tras-arco, como también en las fosas intermontanas. La posterior reorientación del sistema de la placa Pacífico ocurrió en el Neógeno Superior (Rea y Malfait, 1974), resultando indirectamente en un levantamiento andino con un componente compresional causando corrimiento hacia el Este, especialmente en el cinturón de plegamiento y corrimiento del tras-arco. La deformación y el levantamiento por tectonismo vertical fue dominante y muchas de las antiguas zonas dextrales de cizalla fueron reactivadas, principalmente como fallas con un movimiento en sentido vertical. El arqueamiento tardío de la Cordillera levantada causó un régimen tensional y permitió el fallamiento en bloques ampliamente distribuidos y la formación del Valle Interandino a lo largo de algunas de estas fallas más antiguas con rumbo de N-S (Figs. 3 y 4).

8. RECURSOS MINERALES

Varios estudios acerca de los Recursos Naturales del Ecuador han sido publicados en las últimas dos décadas (Stoll, 1962; SNGM, 1970; Mosquera, 1974). La exploración ha continuado muy lentamente y desarrollos recientes en explotación han sido restringidos principalmente a los sectores del petróleo y cemento/calizas.

Importantes campos petroleros están localizados en el Nororiente Ecuatoriano, sin embargo, se tiene una producción en los pequeños pozos petroleros de la Península de Santa Elena (Costa).

Las ocurrencias de minerales metálicos no parecen ser muy rentables y están concentrados en la Sierra; hasta el momento no han probado ser de una gran significación económica y sólo una pequeña mina está en producción. Últimamente se ha publicado un Mapa Metalogénico (DGGM, 1980). La explotación de calizas para la elaboración de cemento es importante en el campo de los minerales no-metálicos (industriales): grandes reservas existen cerca de Guayaquil, mientras que depósitos más pequeños en la Sierra, también están en producción y otros grandes depósitos potenciales ocurren en el Oriente. Otras fuentes de minerales industriales (arcillas, baritina, azufre) son explotados en bases locales o están siendo investigados (yeso, fosforita). Las fuentes más importantes de minerales son resumidas brevemente, en relación a su ambiente geológico.

8.1 Petróleo

La producción de crudo y gas natural se obtiene de nueve campos petroleros en el Nororiente ecuatoriano. La mayor cantidad proviene de dos campos principales: Shushufindi y Sacha, con una producción en 1979 de 35 millones de barriles y 21 millones de barriles, respectivamente. Los otros campos (Lago Agrio, Aguarico, Auca, Parahuacu, Atacapi, Tarapoa y Yuca) son mucho más pequeños obteniéndose una producción anual de 1 a 8 millones de barriles cada uno. Más pozos o campos pequeños potenciales han sido indicados: la mayoría están en el Nororiente, al Norte de la latitud 1°S (Ej. Charapá, Shaura/Secoya, Cuyabeno, Vinita y Culebra, Capirón, Tivacuna, Shirapuno). Sin embargo, hay indicios que estructuras menores a prospectarse también ocurren al Sur (Ej. Cononaco, Tiguino, Curaray); en el futuro se podría determinar si éstas tienen relación con los campos petroleros desarrollados al Sur, en el Perú (Capahuari, Siviyacu y otros).

Las principales rocas reservorio parecen ser las areniscas (bituminosas) Hollín, aunque horizontes arenáceos en la Formación Napo y en el límite Napo/Tena (areniscas Vivian) también son importantes. Las secuencias de calizas-arcillas de la Napo que sobreyacen a la Hollín, en la mayoría de los casos se les ha considerado como roca madre. La polémica acerca de esta presunción y para el control de migración de los hidrocarburos, no se considera en esta explicación. Sin embargo, se debería mencionar que una sucesión Pre-Hollín (Neocomiense-Aptiense) de lutitas negras con espilitas se ha encontrado en más de un pozo (Tiguino 1, Shushufindi A39 y otros): esta secuencia muy poco conocida quizás se debería también considerar muy seriamente, como una posible fuente de hidrocarburos. Otras sugerencias acerca del origen del petróleo en el Nororiente ecuatoriano son muy especulativas (Feininger, 1975).

Parece probable que la aparente concentración de reservas significativas de petróleo de la cuenca Oriente en la región al norte de 1°S (Sur de Colombia y al Norte del Ecuador) y al Sur de los 2°S (Perú) puede resultar de una combinación del control geológico/estructural y de la intensidad/sofisticación de las técnicas de exploración. Los factores geológicos predominantes probablemente incluyeron diferencias en el medio ambiente paleogeográfico del Cretácico y los eventos tectónicos posteriores del Cretácico Superior-Terciario condujeron a una amplia migración de los hidrocarburos hacia estructuras y trampas positivas regionales y locales. La cuenca Napo del Ecuador se orienta de Norte a Sur entre la zona de levantamiento subandino en el lado Oeste y, la Bóveda Lorocachi-Yasuní (y Plataforma Tiputini) en el lado Este. Varios de los campos petroleros importantes ocupan estructuras favorables muy cerca pero no necesariamente sobre el eje de la cuenca en forma de graben. La cuenca alargada está subdividida por elementos transversales que evidentemente jugaron un papel importante en la determinación de la migración de los hidrocarburos y así la localización de las estructuras que contienen las reservas de petróleo. En el Norte la Bóveda Aguarico se enrumba casi Este-Oeste y probablemente representa un importante control estructural de los campos petroleros más importantes que se hallan a lo largo de sus flancos. La Bóveda Cononaco, hacia el Sureste tiene un rumbo similar y afectó fuertemente la dirección de migración de los hidrocarburos, pero aparentemente guiaron a la inundación de las areniscas de la Hollín. La región “estéril” al Sur de 1°S ha sido denominada como Plataforma Guayusa, un área más estable con pocas estructuras y un espesor constante de la Napo + Tena + Tiyuyacu. Hacia el Sur, ésta es sucedida por otra característica transversal positiva que dio lugar a la acumulación de petróleo en los campos del Norte del Perú. Podría concluirse que tres estructuras positivas, junto con el eje de la cuenca Napo, son las características predominantes que controlan la posición regional de los principales campos petroleros en el Oriente ecuatoriano. Las áreas intermedias pueden ser menos prospectivas.

La producción petrolera de los pequeños campos en la Península de Santa Elena en la costa ecuatoriana está en niveles muy bajos. El pequeño campo Ancón y otros están confinados a los olistolitos dentro del complejo Olistostrómico Santa Elena y se están volviendo menos importantes. Costa afuera las potentes cuencas del Cretácico-Terciario permanecen potencialmente prospectivas.

8.2 Minerales Metálicos

Los depósitos de minerales metálicos no tienen hasta el momento una gran importancia económica en el Ecuador. La única mina en producción es **La Plata**, al oeste de Quito, de ella se obtiene pequeñas cantidades de concentrados de cobre-zinc, con valores de plata y oro, aparentemente de un yacimiento menor de sulfuros masivos volcanogénicos en cuerpos mineralizados dentro de las andesitas de la Formación Macuchi. Otros depósitos similares son conocidos (por Ej. La mina abandonada Macuchi y el Proyecto Cuellaje de Pb-Zn-Ag). Otros pueden estar localizados a lo largo de la Cordillera Occidental del Ecuador. En la parte Central del Ecuador (al Oeste de Guaranda) mineralización de cobre-molibdeno ha sido localizada en Telimbela y Chaso Juan, asociada con intrusivos.

El Sur del Ecuador parece tener un gran potencial de depósitos de minerales metálicos; la región puede representar la parte más norteña del gran cinturón polimetálico de los Andes Centrales, la cual está bien desarrollada en Chile, Bolivia y Perú. En el Norte del Perú los numerosos e importantes cuerpos mineralizados con polimetálicos hacia el Norte dan lugar a depósitos más ampliamente espaciados de cobre y molibdeno porfirítico, asociados con polimetálicos en menor escala (Baldock, 1977; Cobbing et al., 1981, Fig. 79). La mineralización está íntimamente asociada con el cinturón de intrusivos principalmente del Neógeno al Este del batolito costero (Ej. La Michiquillay datada en ca. 20 Ma). Esta provincia metalogénica probablemente se extiende hasta el extremo Sur del Ecuador y puede ser reflejada en los depósitos subeconómicos de Los Linderos (Cu-Mo), Río Playas (Cu-Pb-Zn), el Huato (Cu-Mo) y Fierro Urcu (Cu-Pb-Zn), pero estos podrían también estar relacionados con la extensión norteña del gran Batolito del Perú. La antigua mina en el distrito de Portovelo (Au-Ag-Pb-Zn-Cu) también puede ser parte de este mismo cinturón, pero la mineralización polimetálica se presenta dentro de las andesitas de la Formación Celica y parece estar controlada estructuralmente antes que relacionada con las rocas intrusivas.

Más al Norte en Chaucha, un depósito típico de cobre-molibdeno del tipo pórfido está siendo reinvestigado en la actualidad y podría ser un cuerpo mineralizado rentable. La roca monzonítica encajante ha sido datada en 12 Ma y 9 Ma, sugiriendo una posible asociación con un cinturón de intrusivos más jóvenes que quizá continúa desde el Norte peruano. Sin embargo, las rocas plutónicas en Chaucha intruyen a las andesitas Macuchi en el lado occidental de la Cordillera. De esta manera, ya sea que el cinturón de intrusivos más joven debe atravesar desde el lado oriental hasta el occidental del batolito costero o a su vez Chaucha es parte de una provincia metalogénica diferenciada. Mineralización polimetálica se presenta al Este y al Noreste de Chaucha, en Molleturo (Pb-Zn) y en Angas (Pb-Zn). Un prospecto polimetálico más importante en la Cordillera Real al Este de Cuenca en San Bartolomé (Ag-Pb-Zn) está relacionado con rocas volcánicas del Plio-Pleistoceno (Formación Tarqui). Un prospecto similar se presenta en Pilzhum (Ag-Pb-Zn), al Norte; tanto el uno como el otro parecen ser mucho más jóvenes que otros depósitos. Al Este de la Cordillera Real, dentro del Batolito Zamora de la zona subandina se conoce un prospecto polimetálico en Cumbaratza (Pb-Zn-Ag).

Oro aluvial aparece en varios sistemas hidrográficos del Oriente ecuatoriano como también al Oeste de la Cordillera Occidental al Norte del Ecuador, en donde está asociado con indicios de platino, quizá derivados de diques ultrabásicos y cuerpos estructuralmente controlados dentro de los volcánicos del Arco Macuchi. No existen importantes explotaciones de depósitos de placeres en la actualidad.

8.3 Minerales No-Metálicos

Depósitos de lignito son conocidos en varias de las cuencas intermontanas del Terciario en la parte Sur de la Sierra. El más importante ocurre en la cuenca de Cuenca (UNDP, 1969). Depósitos de azufre se presentan en Tixán y en las cercanías de Shucos, en donde se están explotando en pequeña escala. La explotación del caolín, baritina, yeso, arenas silíceas y arcillas también se lo hace localmente.

Las fuentes de calizas para la elaboración del cemento están adquiriendo gran importancia. Grandes reservas de materia prima existen en el afloramiento de Calizas San Eduardo, al Oeste de Guayaquil (Cementos Rocafuerte) en donde es factible una gran producción. Pequeñas plantas procesadoras explotan Calizas del Cretácico, en la Sierra, incluyendo a la Caliza Shobol de la Formación Yunguilla al Oeste de Riobamba (Cementos Chimborazo), la Caliza Unacota al Oeste de Latacunga y el depósito Selva Alegre cerca de Ibarra; otras emplean Travertino Cuaternario (Guapán) como fuente de material.

Una fuente casi ilimitada de caliza existe dentro de la Formación Napo del Oriente, pero su localización retrasa su explotación a gran escala por mucho tiempo.

Ocurrencias de rocas fosfatadas (fosforita) han sido descubiertas recientemente en la Formación Napo en la parte Norte del Ecuador: la investigación de este recurso y la búsqueda de reservas más grandes de yeso para la industria del cemento está siendo llevada a cabo.

9. REFERENCIAS

BALDOCK J. W. (1977) Low-density geochemical reconnaissance in Peru to delineate individual mineral deposits. *Trans IMM Vol 86 pp B63-72*.

BLOW W. H. (1969) Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: Proc. 1st Internat. Conf. Planktonic Microfossils, Geneva, 1967, 1.

BRISTOW C. R. (1977) Guide to the geology of the Cuenca Basin, southern Ecuador. (Quito: Ecuadorian Geological and Geophysical Society).

BRISTOW C. R. (1976a) The age of the Cayo Formation, Ecuador. Newsl. Stratigr., Vol. 4, No. 3.

BRISTOW C. R. (1976b) The Daule Group, Ecuador. Newsl. Stratigr., Vol. 5, No. 2/3.

BRISTOW C. R. (1981) An annotated bibliography of Ecuadorian Geology. Overseas Geol. and Miner. Resour., No. 58.

BRISTOW C. R. and HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International. (2nd Ed. (Paris: Centre National de la Recherche Scientifique).

CAMPBELL C. J. (1970) Guidebook to the Puerto Napo area, eastern Ecuador, with notes on the regional geology of the Oriente Basin. (Quito: Ecuadorian Geological and Geophysical Society).

CAMPBELL C. J. (1974) Ecuadorian Andes. In Mesozoic-Cenozoic orogenic belts; data for orogenic studies; Circum-Pacific and Caribbean orogens. Spec. Publ. Geol. Soc. London, No. 4.

CANFIELD R. W. (1966) Geological report on the coast of Ecuador. (Quito: Ministerio de Industrias y Comercio).

COBBING E. J., PITCHER W. S., WILSON J. J., BALDOCK J. W., TAYLOR W. P., McCOURT W. and SNELLING N. J. (1981) The geology of the Western Cordillera of northern Perú. Overseas Mem. Inst. Geol. Sci., No. 5.

COLMAN J. A. R. (1970) Guidebook to the geology of the Santa Elena Peninsula. (Quito: Ecuadorian Geological and Geophysical Society).

COTECCHIA V. and ZEZZA F. (1969) The Eocene basement of the Interandean corridor in the Latacunga-Ambato trough (Ecuador). Geol. Appl. Idrogeol., Vol 4., 43-48.

EVANS C. D. R. and WHITTAKER J. E. (In press) The geology and biostratigraphy of the western part of the Borbón Basin, NW Ecuador. (Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.).

DGGM (1980) Mapa Metalogénico de la República del Ecuador, 1:1000000. (Quito: Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos).

FAUCHER B. and SAVOYAT E. (1973) Esquisse géologique des Andes de l'Equateur. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. Ser. 2, Vol 15, Fascicule 1-2.

FAUCHER B., VERNET R., BIZON G., BIZON J. J., GREKOFF N., LYS M. and SIGAL. (1971) Sedimentary formations in Ecuador. A stratigraphic and micropaleontological survey. (Bureau d'études industrielles et de coopération de l'Institut Français du Pétrole (BEICIP)).

FEININGER T. (1975) Origin of petroleum in the Oriente of Ecuador. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., Vol. 59, No. 7.

FEININGER T. (1977) Mapa gravimétrico Bouguer del Ecuador (1:1000000). (Quito: Instituto Geográfico Militar).

FEININGER T. (1980) Eclogite and related high-pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador. J. Petrol., Vol. 21, No. 1.

FEININGER T. (In press) Mapa geológico de la parte occidental de la Provincia de El Oro (1:50000). (Quito: Escuela Politécnica Nacional).

FEININGER T. and BRISTOW C. R. (1980) Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. Geol. Rundsch., Vol 69.

GANSSER A. (1973) Facts and theories on the Andes. J. Geol. Soc., London, Vol. 129.

GOOSSENS P. J. and ROSE W. I. (1973) Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 84.

GOOSSENS P. J., ROSE W. I. and FLORES D. (1977) Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of northwestern South America. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 88.

HALL M. L. (1977) El volcanismo en el Ecuador. 120 pp. (Quito: Instituto Panamericano de Historia y Geografía).

HALL M. L. and CALLE J. (In press) Geochronological control for the main tectono-magmatic events of Ecuador. (Earth Sci. Rev.).

HENDERSON W. G. (1979) Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. J. Geol. Soc., London, Vol. 136.

HENDERSON W. G. (1981) The Volcanic Macuchi Formation, Andes of Northern Ecuador. Newsl. Stratigr., Vol. 9, No. 3.

HENDERSON W. G. and EVANS C. D. R. (1980) Ecuadorian subduction system: discussion of Lonsdale, 1978. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., Vol. 64, No. 2.

HERBERT H. (1977) Petrochemie und Ausgangmaterial von Grünschiefern aus der E-Cordillere Ecuadors. Fortschr. Mineral., Vol. 55, No. 1.

HERRON E. M. (1972) Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the east central Pacific. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 83.

HEY R. N., JOHNSON G. L. and LOWRIE A. (1972) Recent apparent asymmetrical spreading near the Galápagos hot spot. [Abstract]. EOS, Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 54.

JUTEAU T., MEGARD F., RAHARISON L. and WHITECHURCH H. (1977) Les assemblages ophiolitiques de l'occident équatorien: nature pétrographique et position structurale. Bull. Geol. Soc. Fr., Vol. 19, No. 5.

KEHRER W. and VAN DER KAADEN G. (1980) Notes on the geology of Ecuador with special reference to the Western Cordillera. Geol. Jahrb. Ser. B, Vol. 35.

KENNERLEY J. B. (1971) Geology of the Llanganates area, Ecuador. Unpublished report of the Institute of Geological Science (Overseas Division), London, No. 21.

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province. Unpublished report of the Institute of Geological Science (Overseas Division), London, No. 23.

KENNERLEY J. B. (1980) Outline of the geology of Ecuador. Overseas Geol. & Miner. Resour., No. 55.

LONSDALE P. (1978) Ecuadorian subduction system. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., Vol. 62.

McBIRNEY A. R. and WILLIAMS H. (1969) Geology and petrology of the Galápagos Islands. Mem. Geol. Soc. Am., No. 118.

MOSQUERA C. F. (1974) Mineral resources of Ecuador – development and prospects. In Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference. [Abstract]. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., Vol. 58, Pt. 2; Mem. Am. Assoc. Pet. Geol., No. 25 (1976).

NORDLIE B. E. (1973) Morphology and structure of the western Galápagos volcanoes and a model for their origin. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 84.

REA D. K. and MALFAIT B. T. (1974) Geologic evolution of the northern Nazca Plate. Geology, Vol. 2, No. 7.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador. (Quito).

SAVOYAT E., VERNET R., SIGAL J., MOSQUERA C., GRANJA J. and GUEVARA G. (1970) Formaciones sedimentarias de la Sierra tectónica andina en el Ecuador. (Quito: Instituto Francés del Petróleo; Servicio Nacional de Geología y Minería).

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. (Quito: Instituto Francés del Petróleo; Servicio Nacional de Geología y Minería).

SILLITOE R. H. (1974) Tectonic segmentation of the Andes: implication for magmatism and metallogeny. Nature, London, Vol. 250.

SIMKIN T. and HOWARD K. A. (1970) A caldera collapse in the Galápagos Islands, 1968. Sci., New York, Vol. 169, No. 3944.

SNGM (1970) Yacimientos minerales y de hidrocarburos. Bibliografía, tablas de ubicación geográfica, características geológicas y mineralógicas principales. Bol. Serv. Nac. Geol. Minas, No. 2.

SNGM e IFP (1969) Mapa Geológico de la República del Ecuador 1:1000000. (Quito: Ministerio de Industrias y Comercio).

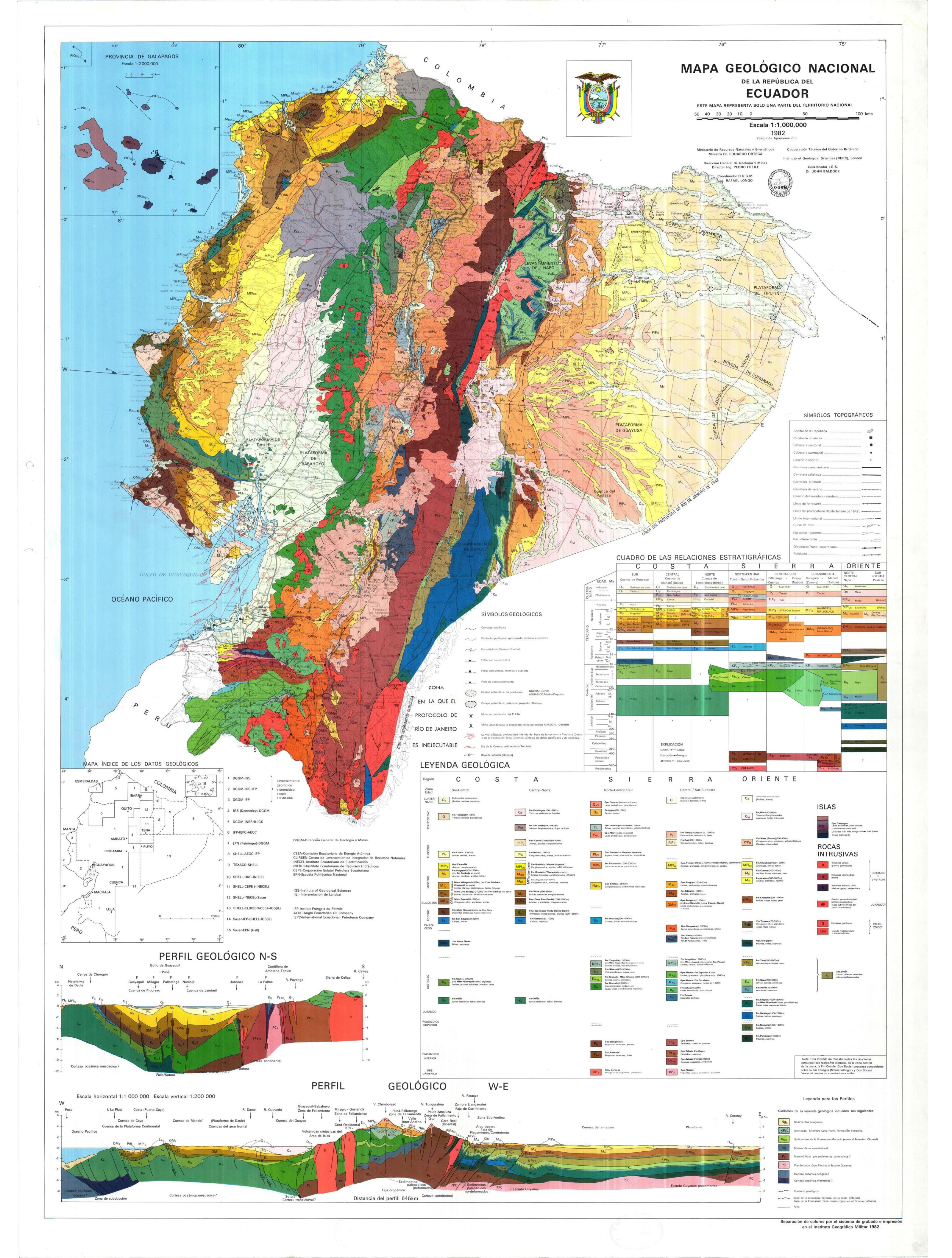
STOLL W. C. (1962) Notes on the mineral resources of Ecuador. Econ. Geol., Vol. 57, No. 5.

TSCHOPP H. J. (1953) Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., Vol. 37, No. 10, pp. 2303-2347.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969) Survey of metallic and nonmetallic minerals. Coal investigations (Operation **No.1,** Cuenca-Biblián and Loja), *Tech. Rep. U.N. Dev. Programme*, *Quito-New York*, no. 1, annex no. 1.

WILKINSON (1979) Phosphate in Ecuador - a preliminary investigation. Institute of Geological Sciences, (Overseas Division), Keyworth, Nottingham, England. 109pp. [Unpublished]

WOLF T. (1892) Geografía y geología del Ecuador. (Leipzig: Brockhaus). English translation by FLANAGAN J. F. 1932 (Toronto).



MAPA GEOLÓGICO NACIONAL
DE LA REPÚBLICA DEL
ECUADOR
ESTE MAPA REPRESENTA SOLO UNA PARTE DEL TERRITORIO NACIONAL
50 40 30 20 10 0 50 100 kms
Escala 1:1,000,000
1982
(Segunda Aproximación)
Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos
Ministro Dr. EDUARDO ORTEGA
Dirección General de Geología y Minas
Director Ing. PEDRO FREILE
Coordinador D.G.G.M.
Ing. RAFAEL LONGO
Cooperación Técnica del Gobierno Británico
Institute of Geological Sciences (NERC), London
Coordinador I.G.S.
Dr. JOHN BALDOCK
PROVINCIA DE GALÁPAGOS
Escala 1:2,000,000
COLOMBIA
PERÚ
OCÉANO PACÍFICO
GOLFO DE GUAYAQUIL
LEVANTAMIENTO DEL NAPO
Cuenca del Napo
PLATAFORMA DE TIPUTINI
BÓVEDA DE AGUARICO
BÓVEDA YASUNÍ
DE CONONACO
PLATAFORMA DE GUAYUSA
Cuenca del Pastaza
PLATAFORMA DE DAULE
PLATAFORMA DE BABAHOYO
LEVANTAMIENTO DE CUTUCÚ
LÍNEA DEL PROTOCOLO DE RÍO DE JANEIRO DE 1942
ZONA EN LA QUE EL PROTOCOLO DE RÍO DE JANEIRO ES INEJECUTABLE
SÍMBOLOS TOPOGRÁFICOS
SÍMBOLOS GEOLÓGICOS
CUADRO DE LAS RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS
COSTA
SIERRA
ORIENTE
MAPA ÍNDICE DE LOS DATOS GEOLÓGICOS
1 DGGM-IGS
2 DGGM-IGS-IFP
3 DGGM-IFP
4 IGS (Kennerley)-DGGM
5 DGGM-INERHI-IGS
6 IFP-IEPC-AEOC
7 EPN (Feininger)-DGGM
8 SHELL-AEOC-IFP
9 TEXACO-SHELL
10 SHELL-OKC-INECEL
11 SHELL-CEPE (-INECEL)
12 SHELL-INECEL-Sauer
13 SHELL-CLIRSEN/CEEA-IGS(IL)
14 Sauer-IFP-SHELL-IGS(IL)
15 Sauer-EPN (Hall)
LEYENDA GEOLÓGICA
ISLAS
ROCAS INTRUSIVAS
PERFIL GEOLÓGICO N-S
PERFIL GEOLÓGICO W-E
Escala horizontal 1:1 000 000 Escala vertical 1:200 000
Distancia del perfil: 645km
Leyenda para los Perfiles
Separación de colores por el sistema de grabado e impresión en el Instituto Geográfico Militar 1982.

